COUSTEAU

ENCICLOPEDIA DEL MAR

7



folio

COUSTEAU

ENCICLOPEDIA DEL MAR

7

Dirección editorial: Julián Viñuales Solé

Asesores científicos: Serge Bertino, Rhodes W.Fairbridge, Antonio Ribera y Vicente Manuel Fernández

Traducción: Vicente Manuel Fernández y Miguel Aymerich

Coordinación editorial: Julián Viñuales Lorenzo

Coordinación técnica: Pilar Mora

Coordinación de producción: Miguel Angel Roig

Diseño cubierta: STV Disseny

Publicado por :
Ediciones Folio, S.A.
Muntaner, 371-373
08021 Barcelona

De esta obra hubo una edición anterior de doce volúmenes titulada genéricamente *Los Secretos del Mar.*

Distribución exclusiva para España y América:
Editorial Rombo, S.A.

ISBN: 84-7583-500-7 (Volumen 7)
84-7583-530-9 (Obra completa)

Impresión: Gráficas Estella

Depósito Legal: NA. 1304-1993
Printed in Spain

COUSTEAU

ENCICLOPEDIA DEL MAR

7

folio



SUMARIO

LOS FONDOS OCEÁNICOS


CONTINENTES QUE SE MUEVEN

LA TECTÓNICA DE PLACAS

LAS FOSAS OCEÁNICAS Y LOS ARCOS INSULARES

LOS MARES ANTIGUOS

LA ERA DE LOS DINOSAURIOS



Los fondos oceánicos

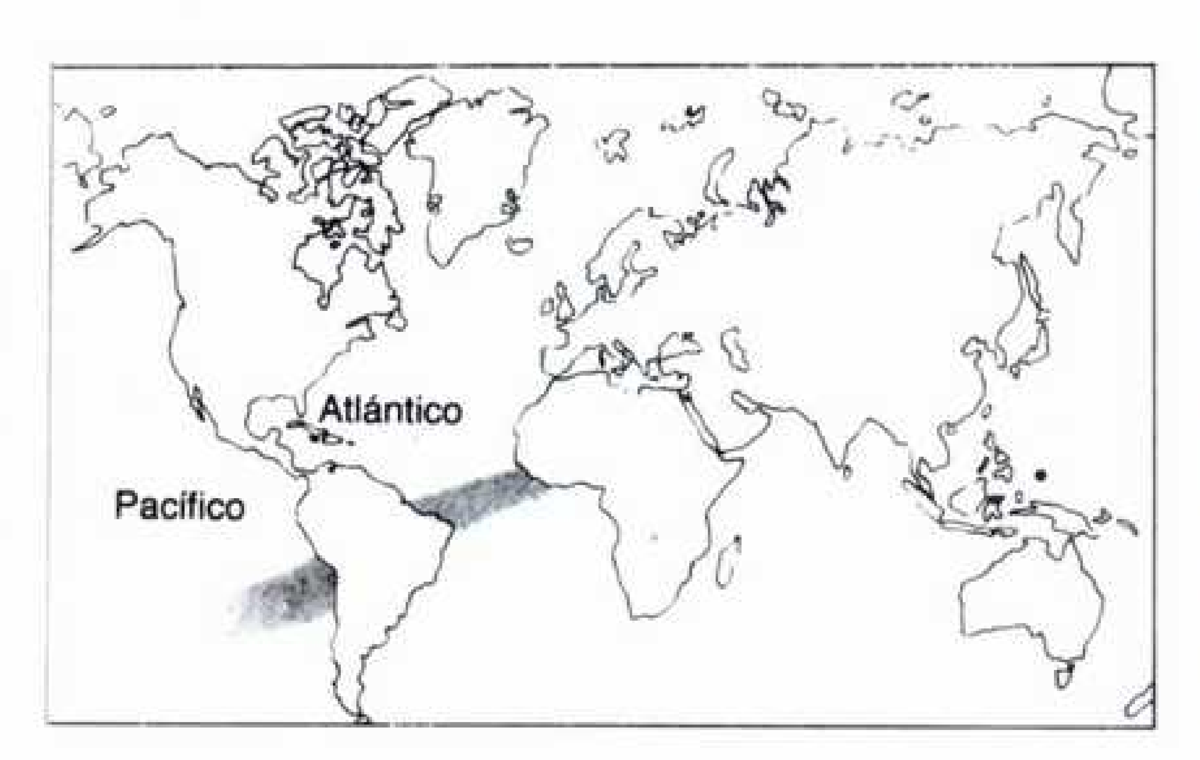
Una vuelta por los abismos

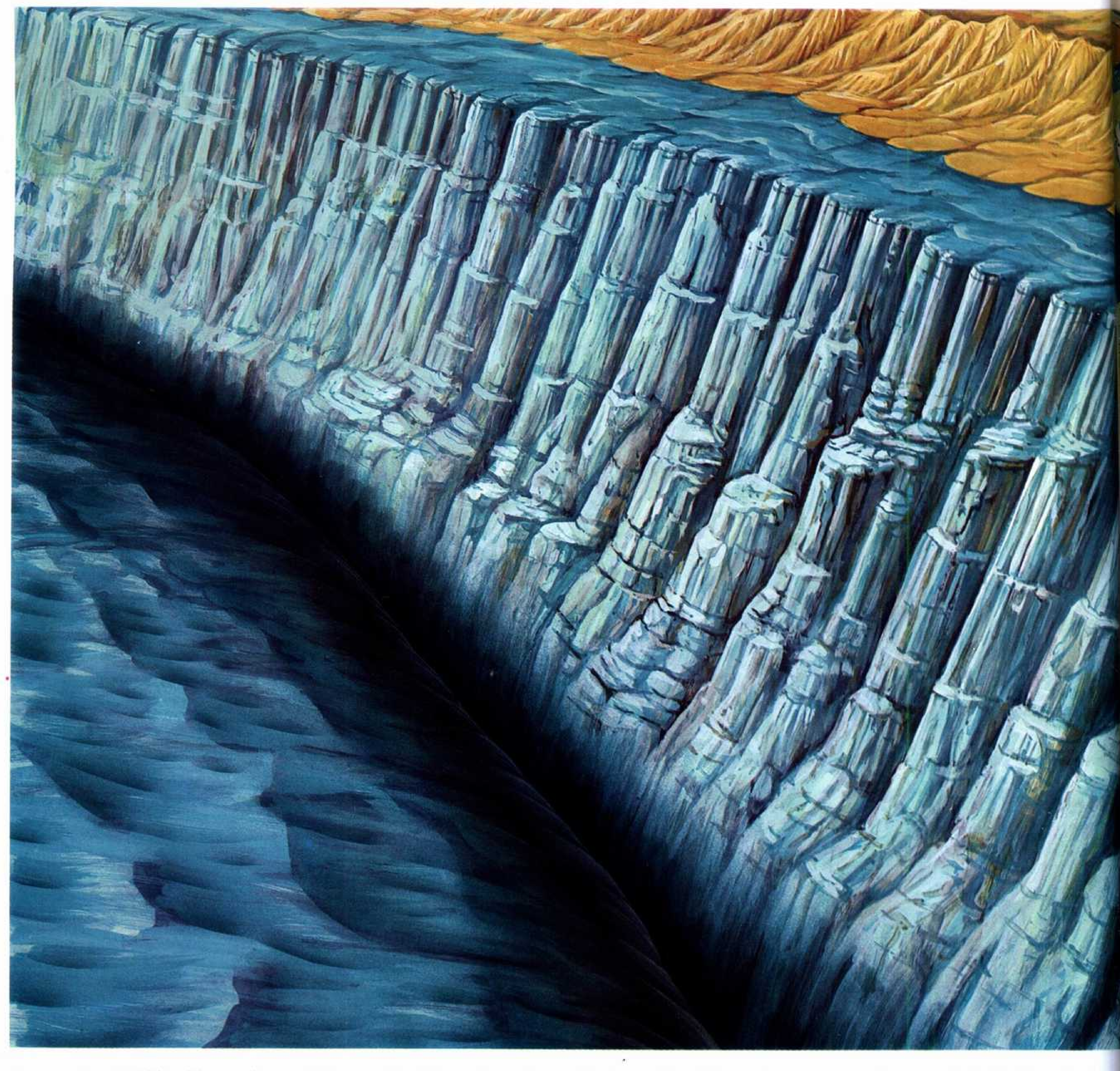
Dos grandes tipos de estructuras se encuentran en la periferia del planeta Tierra: las masas continentales y las cuencas oceánicas. Las primeras tienen una altura media de 850 metros por encima del nivel del mar, y representan el 29,2 por 100 de la superficie del conjunto. Los océanos forman el 70,8 por 100 de la superficie total, y su profundidad media es de unos 3.700 metros. Si pudiéramos cortar las montañas y repartirlas uniformemente en la superficie del globo, el agua del mar (que ocupa un volumen de 1.370 millones de kilómetros cúbicos, es decir, una milésima parte del volumen de la Tierra) formaría una capa de 2.400 metros de espesor. Parece mucho, pero, en realidad, toda el agua oceánica representa, si la comparamos con la masa del planeta, lo mismo que una gota de agua sobre una naranja.

La repartición sobre el planeta de los continentes y de las extensiones de agua no es regular. Los primeros están mejor representados en el hemisferio Norte, y forman el 39,3 por 100 de la superficie (60,7 por 100 para los océanos); en el hemisferio Sur, las cifras son respectivamente 19,1 por 100 y 80,9 por 100. La superficie total de la Tierra es de 510 millones de kilómetros cuadrados; la de los océanos alcanza los 361 millones de kilómetros cuadrados, repartidos en cinco cuencas principales, todas ellas provistas de mares adyacentes. La evaporación de las aguas oceánicas da lugar a la formación de las nubes, a las lluvias y a la nieve. Los ríos drenan las tierras continentales y aportan al mar sedimentos minerales y orgánicos. El volumen de las aguas fluviales que se vierten anualmente en el mar ronda los 36.440 kilómetros cúbicos, y la masa de los sedimentos depositados se calcula que puede



La observación del fondo del mar. *Si fuera posible secar los océanos, el panorama que tendríamos se parecería al que evocan estos dibujos. El de arriba representa el fondo de la parte oriental del océano Pacífico, cerca del Perú (en el extremo de la derecha, la fosa del Perú, Chile y la cordillera de los Andes). El de abajo es un corte del océano Atlántico entre Brasil y Guinea. En trama, en el mapa de la derecha, aparecen las áreas representadas en estos dibujos.*





El talud continental y los aluviones sedimentarios de los ríos. *La plataforma continental, que por su estructura forma parte del continente que prolonga, se acaba en una pendiente que llamamos talud continental, y que se hunde hacia los abismos. El esquema de arriba muestra un talud continental típico del cinturón del océano Pacífico; por ejemplo, la cordillera de los Andes, después de una pequeñísima plataforma continental, termina en una vertiginosa caída que da a la fosa de Perú-Chile. El dibujo de la página siguiente muestra cómo los ríos acarrean los aluviones arrancados a los continentes; en este ejemplo, el descenso hacia las llanuras abisales es suave y regular; en otras ocasiones, cuando la plataforma continetal es muy corta, la caída es brutal. Por el contrario, si la plataforma costera es extensa, se forma un delta.*

alcanzar los 12.700 millones de toneladas. Los geólogos tuvieron que acumular una gran cantidad de observaciones antes de poder hacerse una idea correcta de los procesos de formación de los continentes y de las cuencas oceánicas. En el siglo XIX se interesaron en particular por el océano Pacífico, que no es solamente inmenso, sino que está además rodeado por un «cinturón de fuego» (sus volcanes, que escupen una lava muy viscosa); sus montañas orientales son grandes cordilleras. Al lado opuesto, el océano Atlántico está bordeado por montañas antiguas de débil actividad sísmica y plutónica (si exceptuamos América Central).

Los geólogos deben reconstruir toda la historia de los terrenos que estudian, partiendo de su estado actual. Esto no siempre es fácil. Los científicos han aprendido, poco a poco, a observar los fondos del océano con una perspectiva dinámica. Comprendieron, por ejemplo, sin dificultad que las grandes llanuras cubiertas de sedimentos corresponden a zonas poco activas desde el punto de vista tectónico, contrariamente a los relieves atormentados de las cordilleras submarinas. De la misma manera, aunque a menor escala, han aprendido a interpretar algunas ondas sobre la arena *(ripple marks):* resultan de

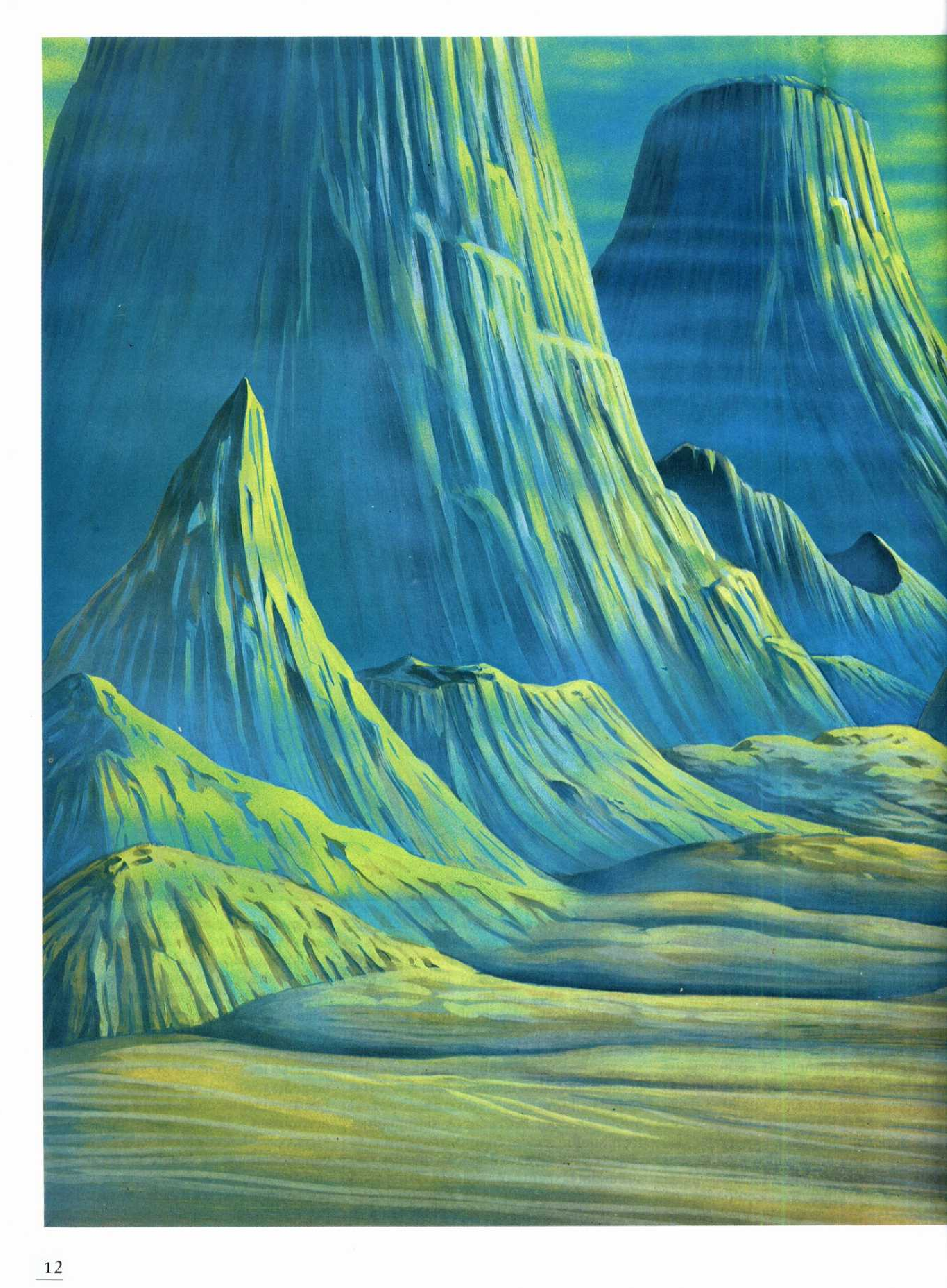


la acción de las corrientes del fondo. Han atribuido a animales bentónicos ciertas huellas características. Han identificado las zonas de vulcanismo submarino, observado las «almohadas» de lava que aparecen aquí y allá.

La ciencia de los fondos marinos distingue, en función de sus dimensiones, varias unidades de referencia. Los macrosistemas geológicos comprenden inmensas regiones; por ejemplo, la totalidad de la cuenca del Atlántico Norte. Los mesosistemas designan unidades más pequeñas; por ejemplo, el golfo de Gascuña. Por fin, los microsistemas están limitados en el espacio; por ejemplo, los acantilados esquistosos tan pintorescos de la costa vasca francesa, cerca de San Juan de Luz. Las cuencas oceánicas se rellenan más o menos rápidamente de sedimentos; todo depende de la actividad biológica que reina en el agua que las cubre, de la existencia de corrientes profundas y de los aluviones de los ríos. Entre las formaciones geológicas más interesantes tenemos que citar obligatoriamente las grandes dorsales medio-oceánicas. Estas cadenas montañosas discurren por el fondo de todos los océanos del mundo y forman un sistema ininterrumpido de crestas y de fallas volcánicas, por las que sube de las entrañas de la Tierra un magma muy líquido. Las fallas secundarias que nacen de ellas se subdividen a su vez en fallas terciarias; el conjunto no presenta, sin embargo, la regularidad que se había imaginado.

Aquí y allá, ciertos puntos de erupciones volcánicas dan lugar a conos submarinos. Algunos emergen y originan islas (como el archipiélago de Hawai). Cuando permanecen sumergidos y se les parte la cima, se les denomina *guyots* (nombre de un geólogo suizo).

Los continentes tienen una prolongación más o menos larga bajo el mar: la plataforma continental, terminada en un talud continental que se hunde de forma brusca. Se encuentra parcialmente colmada por sedimentos, acarreados en su mayoría por los ríos; algunos de estos últimos mue-





Un vistazo sobre las llanuras abisales. *La mayor parte del fondo de los océanos está constituido por llanuras abisales, inmensas extensiones monótonas que cubren a veces millones de kilómetros cuadrados. Arriba: un talud continental, una plataforma continental y un continente, vistos desde la llanura abisal. A veces esta última posee una cresta de picos submarinos; algunos emergen y forman islas, otros permanecen sumergidos. A menudo, como aparece en el dibujo adjunto, los picos han sido «acuchillados» y sus cimas aplastadas. Se les llama* guyots; *su forma característica se debe a la acción del mar en el momento en que el pico, emergido durante un tiempo, fue nuevamente sumergido al subir el nivel del mar sobre el que se hallaba situado.*

ren en el océano en auténticos cañones submarinos. La plataforma continental ocupa en todo el océano mundial una superficie análoga a la de Europa y América del Sur juntas. Su pendiente media es de dos metros por kilómetro, y su extensión media de 75 kilómetros hacia el mar adentro. (A veces se reduce a una estrecha franja litoral, en otras regiones alcanza varios centenares de kilómetros.) La plataforma continental presenta numerosas características comunes con la masa de tierra colindante —en especial desde el punto de vista geológico y biológico—. Comparada con las grandes profundidades, rebosa de riquezas biológicas; las algas utilizan la luz solar para elaborar azúcares, y esta fotosíntesis propicia así la existencia de toda la pirámide alimentaria.

Al menos el 90 por 100 de los recursos alimentarios que el hombre extrae del mar provienen de las aguas que recubren la plataforma continental. Los ríos acumulan sus depósitos en estratos más o menos anchos en la superficie de la plataforma continental. A veces, su lecho se prolonga bajo el agua en un cañón y arrastran directamente los aluviones a la llanura abisal (éste es el caso del Zaire, por ejemplo). El talud continental, más o menos escarpado según la región del océano, es un lugar de numerosos aludes de materiales que caen por simple gravedad de la llanura abisal. Existen en ciertos lugares auténticas cascadas de sedimentos que fluyen ininterrumpidamente hacia el fondo.

El ciclo de los sedimentos



UNO de los grandes principios a los que los geólogos se refieren actualmente, y que fue formulado en 1785 por James Hutton, es el del «gran ciclo geológico» o «geociclo». Es una consecuencia del ciclo hidrológico, resultado a la vez del calentamiento de las masas acuáticas por los rayos del sol. El agua se evapora sobre el océano y forma nubes que acaban en lluvia. Esta fluye por las pendientes, las erosiona, arrastra partículas minerales y orgánicas que deposita posteriormente en el océano. Estos aluviones caen al fondo, donde son empujados por las corrientes y las olas y organizados en grandes unidades sedimentarias.

Hutton fue el primero en pensar que los materiales arrancados a los continentes actuales y arrastrados hacia el mar serían los que formarán los futuros continentes, cuando el fondo del océano se levantase para dar lugar a nuevas cadenas montañosas. Se trata realmente de un ciclo muy lento. Nada se pierde, nada se forma; las masas minerales arrancadas a los continentes equilibran las que emergen mientras tanto de los océanos. Este gran fenómeno cosmológico proseguirá mientras brille el sol, sople el viento, se evapore el agua y caiga luego en forma de lluvia o de nieve. No tendrá fin, decía Hutton; los astrónomos modernos disienten en este punto. Sabemos actualmente que el Sol, después de haber quemado su hidrógeno durante 5.000 millones de años, ha llegado a la mitad de su vida; dentro de otros 5.000 millones de años explotará para transformarse en una «gigante estrella roja» (lo que matará cualquier tipo de vida en la superficie de la Tierra).

Los geólogos se han interesado desde hace tiempo por el problema del origen de la composición de los sedimentos marinos. Una gran parte de la historia de nuestro planeta está escrita en ellos; los especialistas la van descifrando poco a poco. Aunque la mayor parte de los sedimentos que llegan al mar han sido arrancados de los continentes por las aguas de escorrentía y arrastrados por los ríos, hay otros de distinto origen. En algunas zonas del océano, los vientos dejan caer casi permanentemente una lluvia de arena que se llevan de los desiertos.

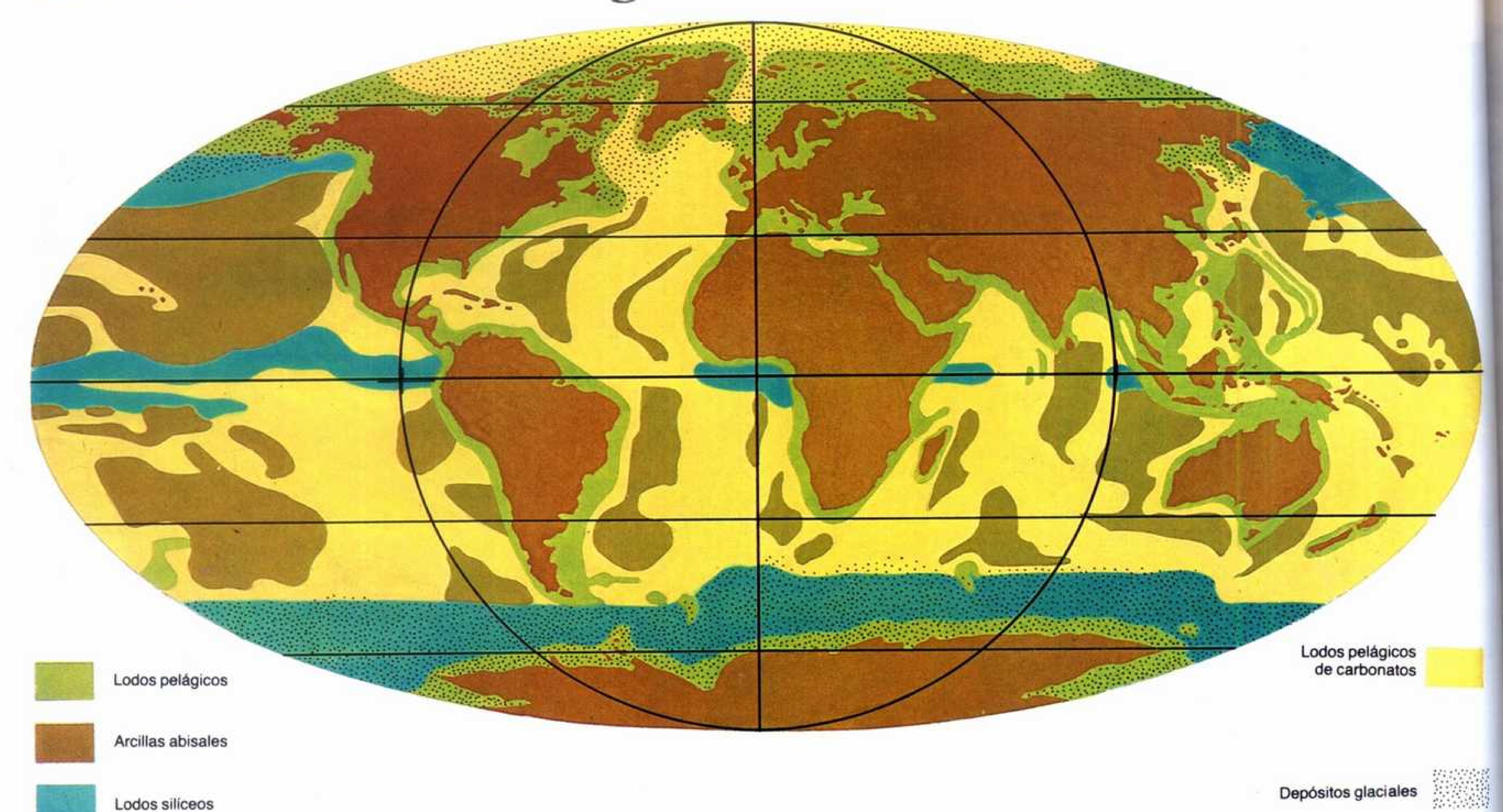
En otras regiones, los sedimentos son acarreados por los icebergs que se desprenden de los glaciares de Groenlandia o de la Antártida. A menudo intervienen también los volcanes, vomitando sus lavas o sus cenizas sobre las olas. Los aluviones pueden tener, asimismo, un origen biológico; los organismos planctónicos son extremadamente abundantes en las capas superficiales del mar, y sus esqueletos caen al fondo; estas acumulaciones adquieren increíbles proporciones: miles de kilómetros cuadrados de llanuras. Se calcula que su masa es de centenares de millones de toneladas.

El ciclo de los sedimentos. *El dibujo de arriba resume las diferentes modalidades de acumulación de los sedimentos en el fondo del mar, principalmente en la plataforma continental. La aportación más importante está constituida por aluviones de los ríos; algunos provocan enormes conos de deyección submarinos cerca de su desemboca-*



dura. Otros sedimentos terrígenos son transportados por los icebergs, que los sueltan cuando se derriten, y por los vientos, que los levantan por encima de los desiertos y los liberan al llegar al mar. Algunos materiales provienen del mismo corazón de la Tierra; son los que escupen los volcanes en forma de lava, bombas, lápili o polvo. Otros son de origen extraterrestre: polvo interplanetario y residuos de meteoritoss que se desintegran en la atmósfera. Existen, por último, sedimentos de origen biológico: son, por una parte, los que proceden de la descomposición de los grandes organismos y de sus partes duras (conchas, esqueletos) y, por otro lado, los lodos formados a partir de miles de millones de organismos planctónicos (lodos de globigerinas y diatomeas). Los sedimentos de uno de estos tipos dominan en las llanuras abisales, pero sólo representan una ínfima parte del total. Los depósitos marinos pueden ser devueltos un día a los continentes, cuando las fuerzas tectónicas hacen que surjan del mar nuevas montañas.

Los sedimentos terrígenos



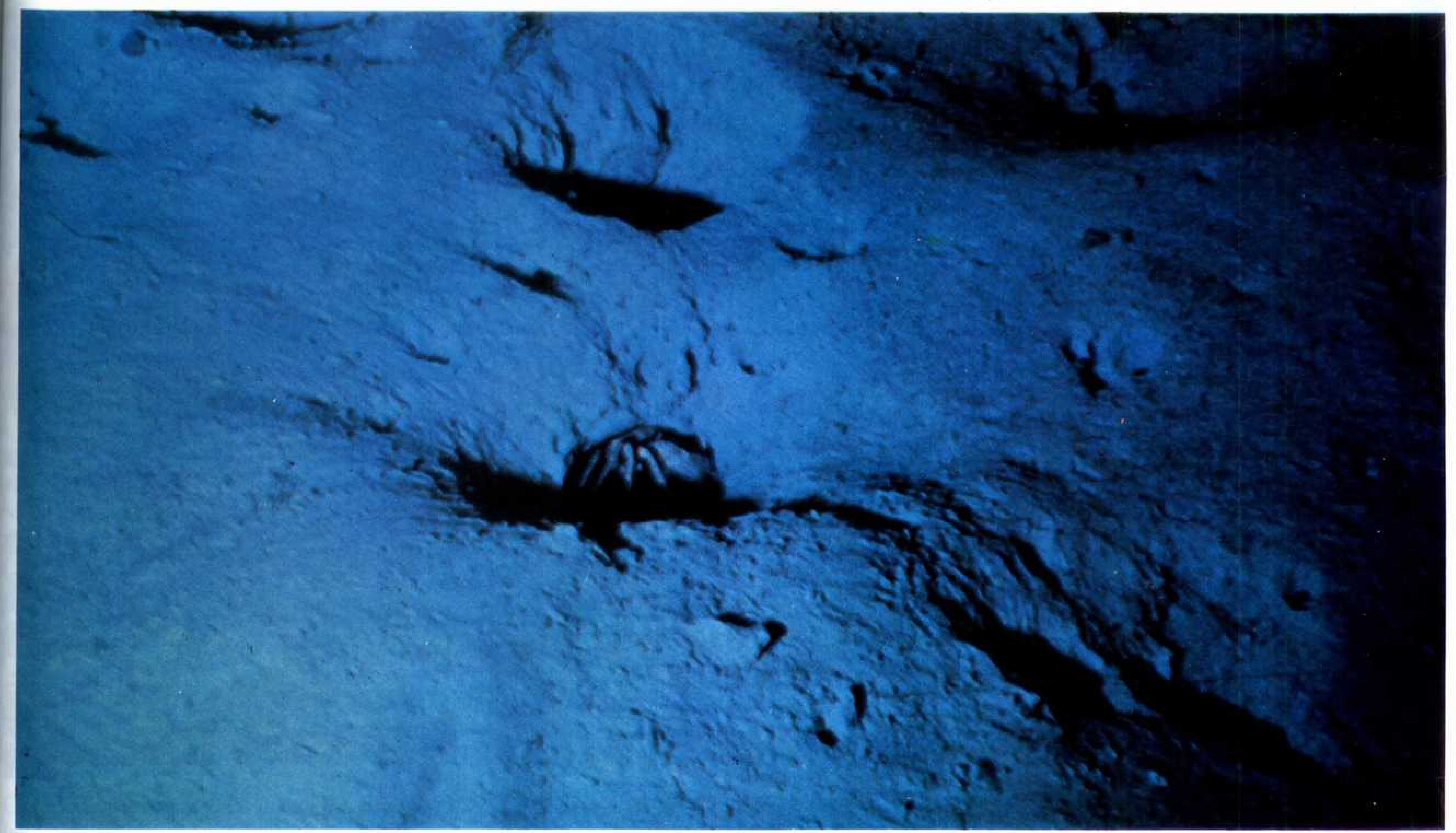


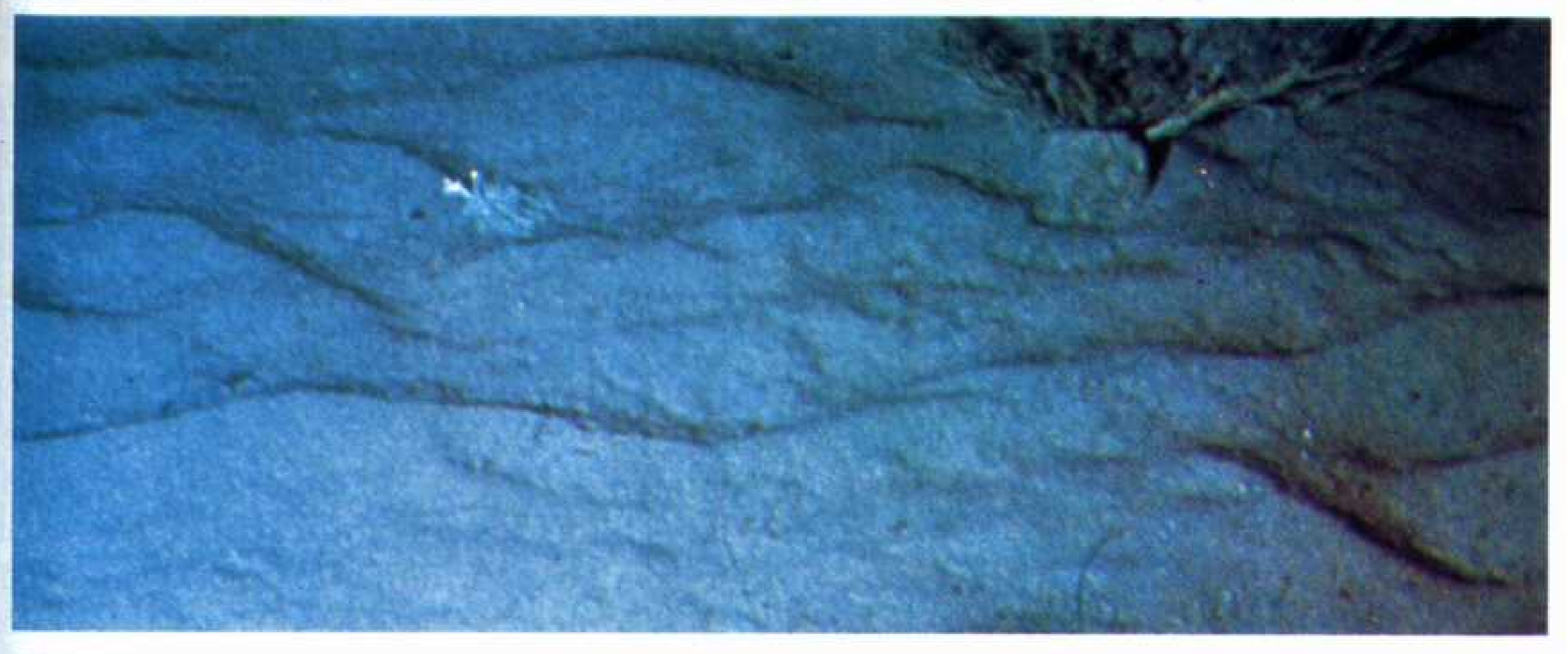
Más del 90 por 100 de los sedimentos acumulados en el fondo del océano son llamados terrígenos, ya que provienen de tierra firme. Se depositan sobre las plataformas continentales y llegan hasta las llanuras abisales o las fosas. Sin embargo, alcanzan sólo en contadas ocasiones los inmensos espacios de mar adentro. La casi totalidad se sitúa alrededor de los continentes, en apenas un cuarto de la superficie global de los mares. La acumulación en alta mar se hace muy lentamente. Algunos sondeos realizados por el *Glomar-Challenger* en el marco del DSDP (Deep Sea Drilling Project, «Programa de perforación en el mar profundo») han demostrado que existen zonas en las que los sedimentos no han alcanzado más de 500 metros de espesor en 160 millones de años, lo que significa un ritmo de acumulación inferior a tres milímetros cada mil años.

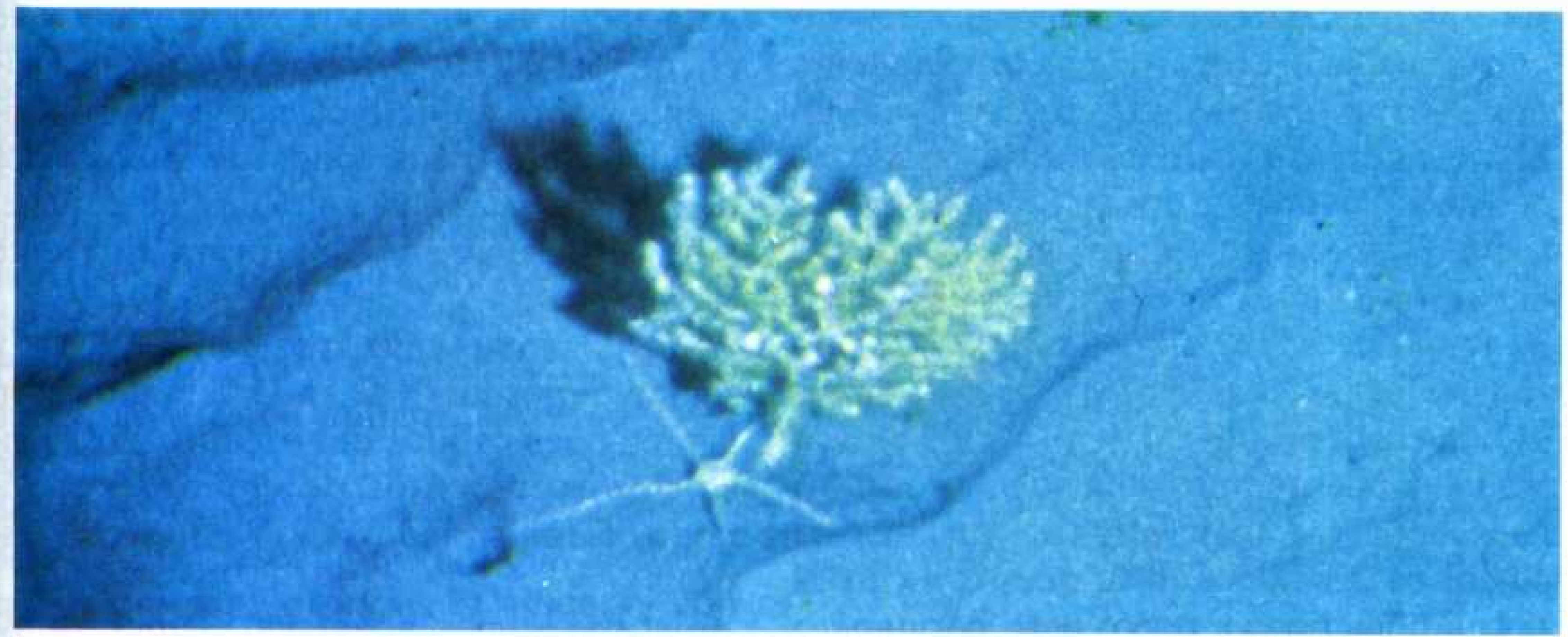
En las zonas donde la sedimentación es activa, este ritmo puede verse multiplicado por diez, cien o mil; por ejemplo, alrededor del Antártico, allí donde los icebergs pierden las partículas de tierra que los glaciares arrancan al continente austral, la acumulación es extremadamente rápida. De la misma manera, en el golfo de Alaska, la velocidad de depósito sobrepasa los dos metros cada mil años, y alcanza en algunas zonas 3,5 metros en el mismo período.

Por supuesto, la acumulación de los depósitos terrígenos depende del relieve local y del clima. Las zonas tropicales áridas engendran ríos poco importantes, que acarrean pequeñas cantidades de sedimentos al mar. Frente a los desiertos (Sáhara, Kalahari, desierto de Australia, etc.) son los vientos los que arrastran al mar el mayor volumen de materiales (arenas, polvo). En las zonas ecuatoriales muy húmedas, los ríos no tienen forzosamente un «caudal de aluviones» proporcional a su caudal líquido; deben atravesar a menudo grandes llanuras en las que abandonan la mayor parte de su carga sedimentaria. Las zonas más «productivas» están situadas en la desembocadura de los ríos que drenan montañas muy altas: el Ganges-Brahmaputra, el Indo, el Mekong, el Irauadi, el Yangtze Kiang, el Hoang-ho, que evacuan las aguas del Himalaya y las mesetas centrales de Asia, arrastran cada año miles de millones de toneladas hacia el mar de Omán, el golfo de Bengala y los mares de China. El Amazonas y el río de la Plata en América del Sur, el Colorado y el Mississippi en América del Norte, el Ródano y el Po en Europa, el Murray en Australia, están incluidos entre los grandes acarreadores de materiales continentales. En Africa desempeñan este papel el Níger, el Orange, el Zambeze y el Nilo; este último alimenta casi por sí solo la cuenca del Mediterráneo oriental; su delta retrocede desde que gran parte de sus sedimentos quedan atrapados en la presa de Asuán.

Los sedimentos fluviales se acumulan en conos de deyección delante de las desem-



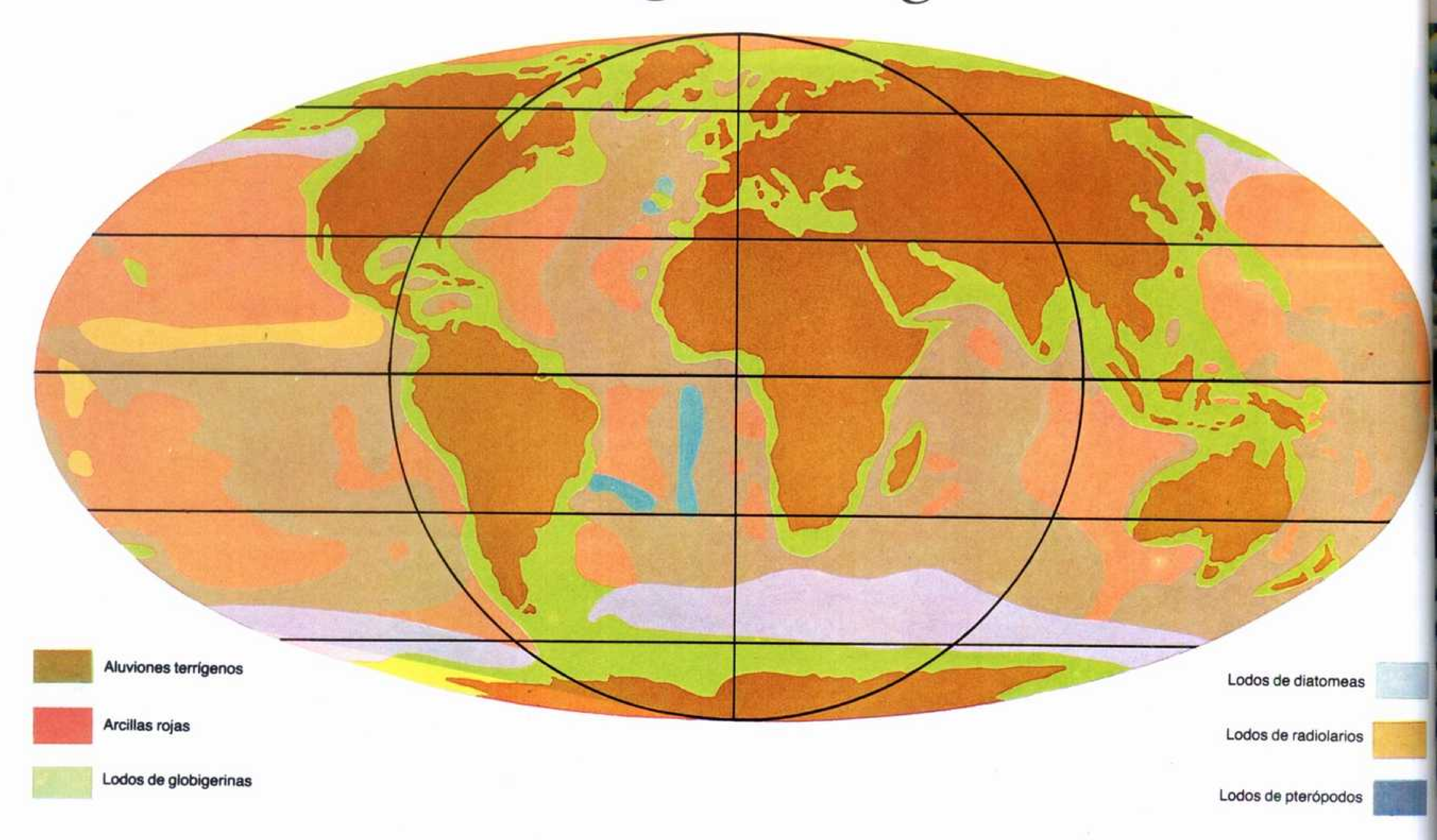




Los sedimentos terrígenos. *El mapa de la página anterior, arriba, muestra la distribución de los diferentes sedimentos marinos, mar adentro y en las cercanías de las costas; en las plataformas continentales y en sus inmediaciones, los sedimentos terrígenos (llegados de las tierras emergidas) dominan ampliamente desde el punto de vista del volumen. El mapa de la página anterior, abajo, deja ver las principales cuencas de acumulación de aluviones. El Ganges-Brahmaputra es el sistema fluvial que lleva al mar una mayor cantidad; los triángulos son proporcionales al volumen de aluviones arrastrados, y las cifras indican su peso en millones de toneladas. En las fotografías de los fondos sedimentarios de esta página se observa, de arriba abajo: guaridas de cangrejos abisales, un fondo de lodo y una gorgonia de las profundidades y una pequeña ofiura.*

bocaduras. Sin embargo, a veces caen por la pendiente del talud continental hasta llegar a las llanuras abisales, donde son recogidos por las corrientes profundas que los transportan mar adentro. Este último fenómeno es excepcional; los sondeos demuestran que en alta mar los sedimentos no terrígenos son los que predominan en casi todas las regiones. Entre estos últimos, los más importantes son los de origen volcánico (cenizas expulsadas por los cráteres y esparcidas por los vientos sobre la superficie del mar), o biológicos (lodos orgánicos que resultan de la descomposición de los cadáveres de plantas o de animales planctónicos).

Los sedimentos de origen biológico



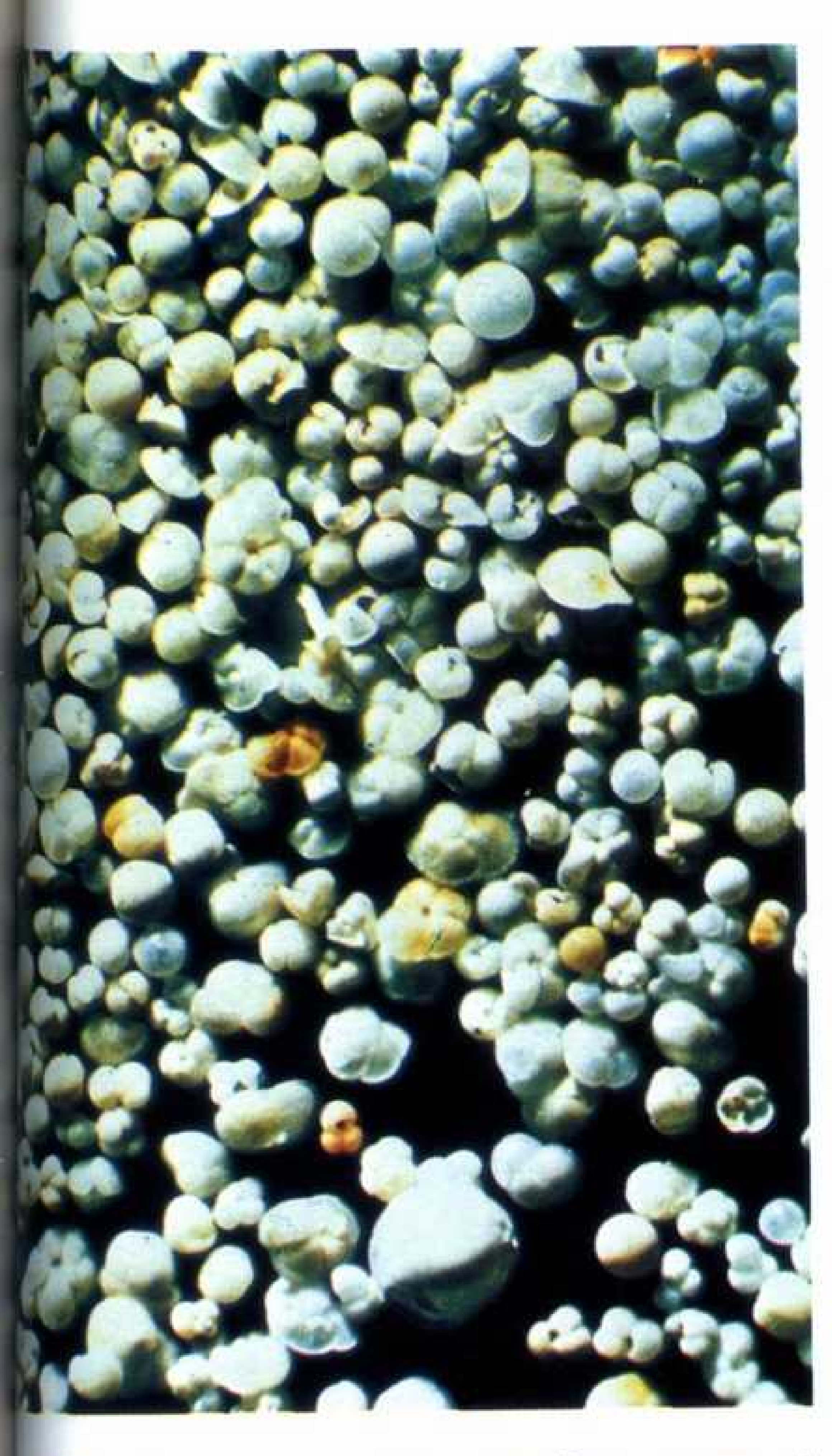
LA famosa caliza blanca de los acantilados de Dover y de Calais se encuentra igualmente en otras regiones de Europa, del Medio Oriente, de Australia occidental, de Texas, etc. Estas formaciones calcáreas aparecieron en el Cretácico, es decir, al final del Secundario (Mesozoico); muchas son posteriores a esta época, pero es difícil encontrarlas más antiguas. La tardía aparición de la caliza en la historia geológica de la Tierra se explica por el origen de esta roca: está constituida por millones y millones de pequeñas conchas elaboradas por seres vivos. Estos pertenecen a numerosas especies, pero fundamentalmente a dos grandes grupos biológicos: las algas unicelulares de la familia de las cocolitóforas (cocolitoforidáceas) y los protozoarios de la clase de los foraminíferos. Estos organismos planctónicos de talla microscópica han sido enormemente abundantes en la superficie de los océanos desde la mitad del Mesozoico, hace alrededor de 150 millones de años. Sus conchas vacías, al caer al fondo, han formado las rocas calizas —muy tardíamente, por lo tanto, en un planeta que cuenta ya 4.500 millones de años—. La caliza ha sido durante mucho tiempo un enigma para los naturalistas. Bernard Palussy durante el Renacimiento y Buffon en el siglo XVIII ya sospecharon su origen. El misterio se descubrió definitivamente en 1868. En estas fechas, el barco inglés *Lightining*, de la Royal Society de Londres, llevando a bordo al botánico C. Wyville Thomson y el fisiólogo W. B. Carpenter, procedió a una serie de sondeos en el Atlántico norte. A una profundidad aproximada de 1.200 metros, los científicos descubrieron un fino lodo calizo, blanco, que observaron al microscopio, y cuya formación fue atribuida al depósito de miles de millones de globigerinas, que forman parte de los foraminíferos. Los naturalistas llamaron a este descubrimiento «lodo de globigerinas»; las investigaciones posteriores demostraron que se trata de una formación biogeológica extremadamente frecuente.

En 1869, el barco oceanográfico *Porcupine* consiguió dragar a una profundidad de 2.435 brazas (5.084 metros), en un punto del océano situado en el grado 47 de latitud Norte y en el 12 de longitud Oeste. Los investigadores de a bordo no encontraron lodos de globigerinas, sino un fango de caliza gris mezclado con materiales orgánicos amorfos; estos últimos estaban constituidos por cadáveres de animales en descomposición y por residuos fecales, y formaban la materia prima del petróleo. La caliza en la que se incluyen se solidifica poco a poco, pero permanece porosa. Los restos orgánicos se tansforman en hidrocarburos debido especialmente al calor que sube del interior del globo y a la formidable presión de la columna de agua oceánica. En realidad, el proceso de formación de los hidrocarburos (gas natural y petróleo) es muy complejo: a menudo las rocas que los contienen están situadas bajo una bóveda característica de sal.

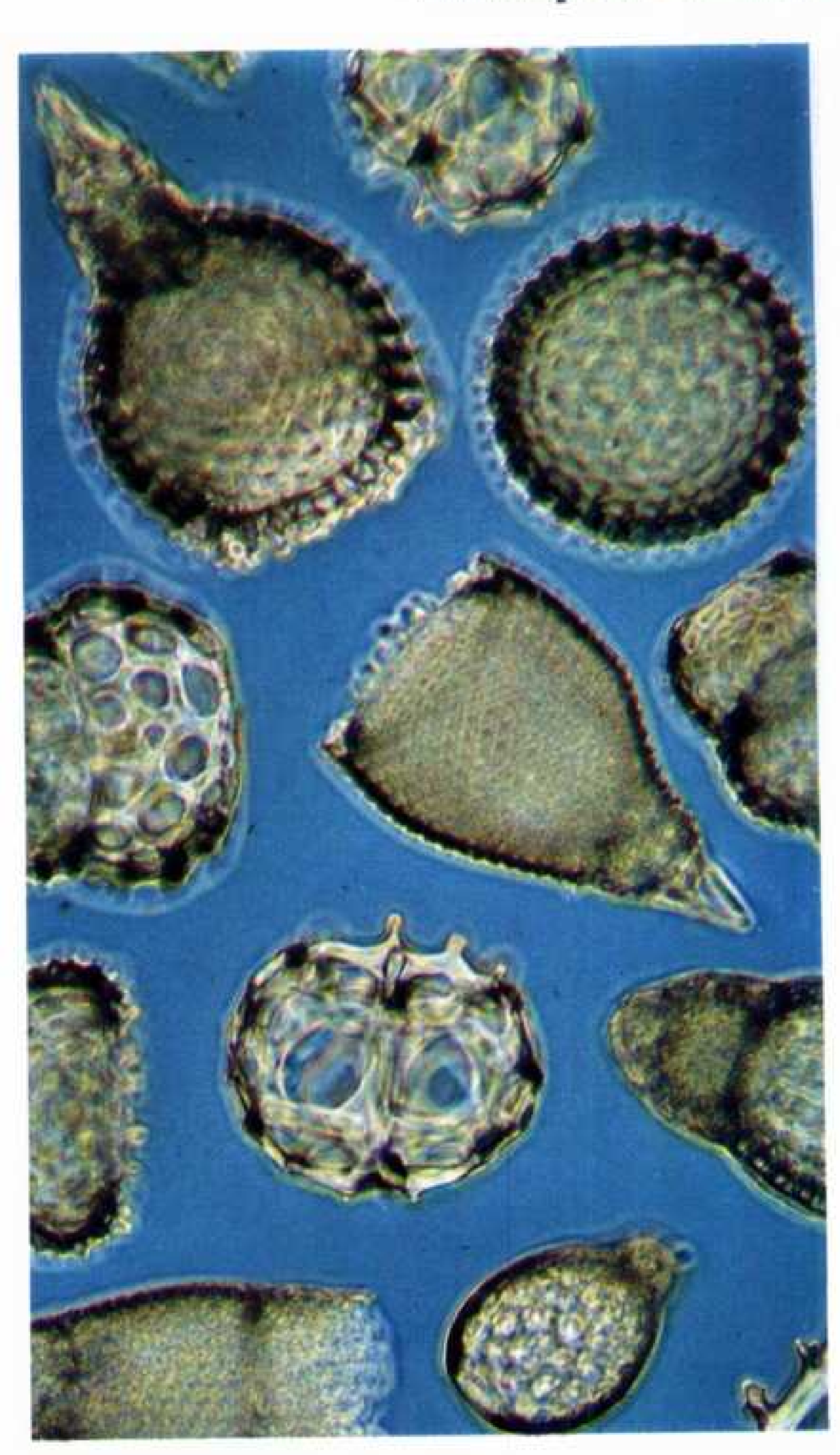
Los famosos viajes del *Challenger*, entre 1872 y 1876, permitieron encontrar a los científicos británicos dirigidos por Wyville Thomson y John Murray nuevos tipos de depósitos orgánicos en diferentes regiones del océano. Algunos de ellos, por ejemplo, están caracterizados por cocolitos (cristales de calcita recubiertos por un tegumento externo de organismos unicelulares llamados cocolitóforos). Otros están formados esencialmente por extrañas conchas cónicas de pterópodos (gasterópodos pelágicos). Los lodos de globigerinas y de cocolitos están compuestos principalmente por carbonato cálcico en forma mineral (calcita); los lodos de pterópodos tienen una composición muy semejante, pero «presentada» de forma diferente (aragonito).

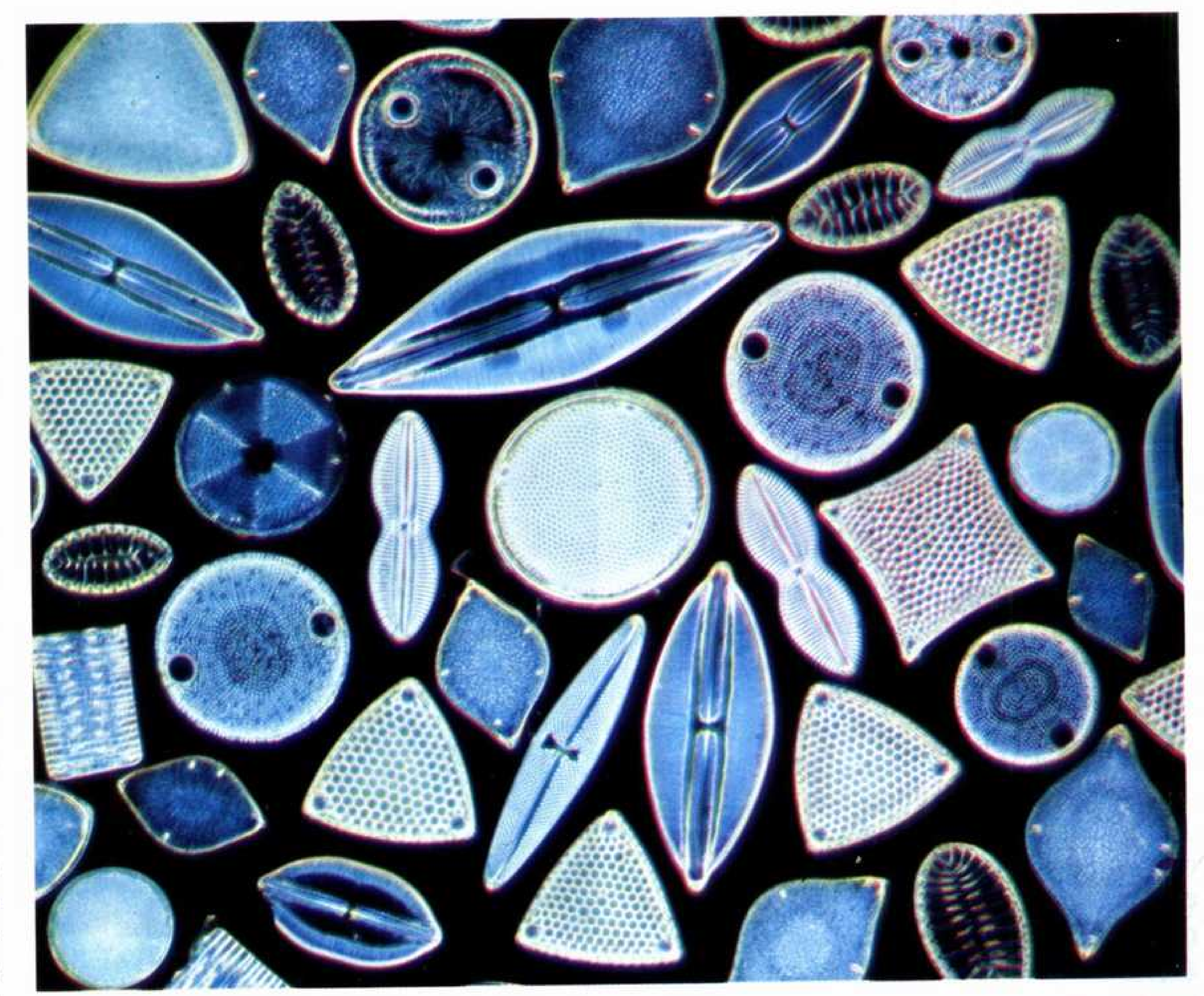
Todos los lodos calizos se han formado (y siguen depositándose en la actualidad) en las regiones cálidas del océano. Los principales yacimientos de cieno de pterópodos están situados en el norte de Australia.

A latitudes más altas, un elemento distinto del calcio es el que domina: el silicio. Esto se debe a la enorme abundancia de esas preciosas algas planctónicas de formas increíblemente variadas conocidas con el nombre de las diatomeas. Presentan una especie de esqueleto externo esculpido como una joya y constituido esencialmente de sílice.









Cuando mueren estas conchas, caen al fondo y engendran los lodos de diatomeas. Existen otros tipos de barros silíceos, en especial los denominados de radiolarios.

Estos animales unicelulares habitan en la mayoría de los océanos del mundo, pero en las zonas más ricas del mar (regiones de subida de las aguas profundas) entran en fuerte competencia con los organismos amantes de la caliza. De esta manera, los lodos de radiolarios caracterizan esencialmente las partes pobres del océano.

Los lodos silíceos se acumulan más despacio que los lodos calizos en los abismos, porque el sílice es menos abundante que la caliza en el agua de mar; pero puede ocurrir que las diatomeas o los radiolarios tengan localmente explosiones demográficas; es lo que ocurre cuando una lluvia de cenizas volcánicas aporta a las aguas superficiales del océano cantidades extras de silicio.

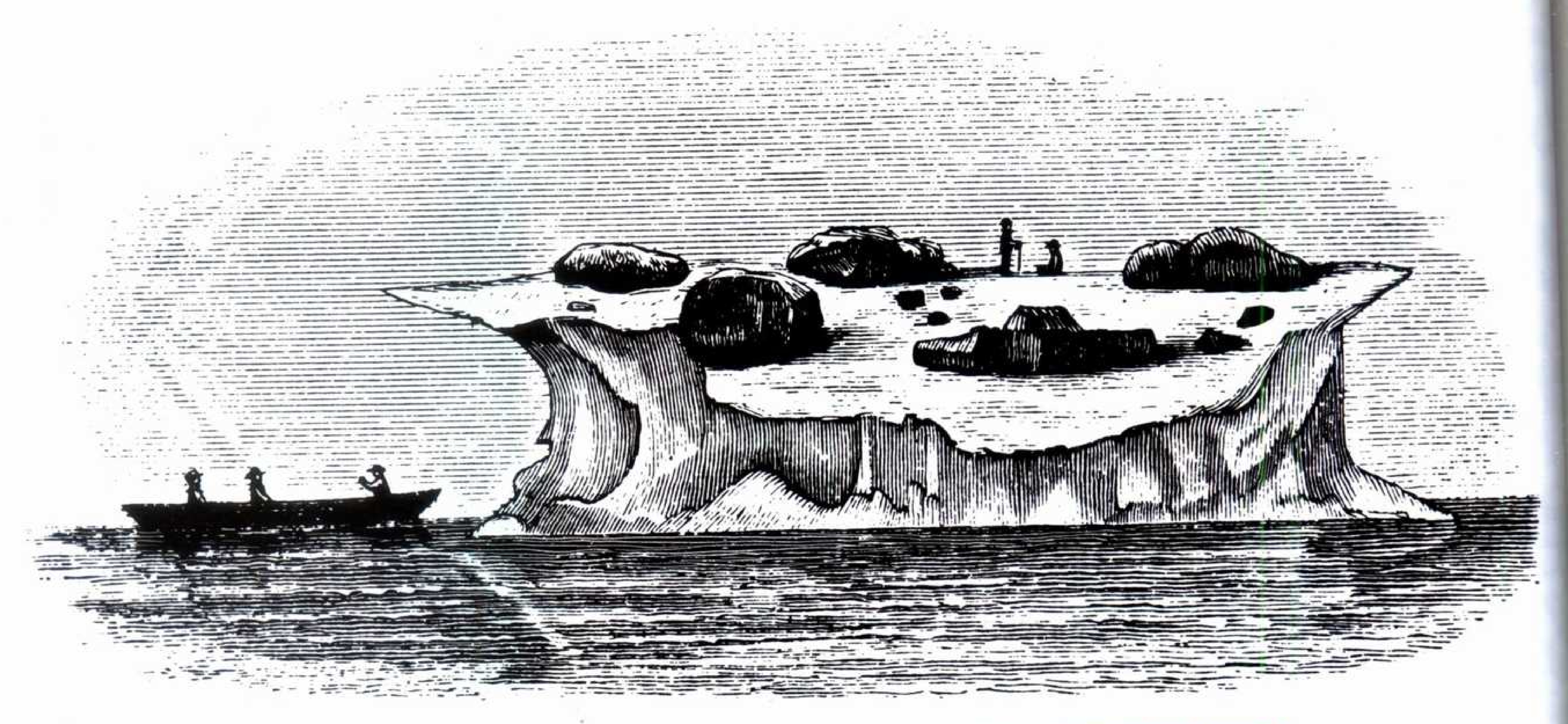
Por debajo de los 4.000 metros de profundidad, los lodos calizos son cada vez menos abundantes. La presión tiende a destrozar las conchas, y las partículas minerales son descompuestas por el ácido carbónico, cuya proporción aumenta con la profundidad y el descenso de la temperatura.

Este límite inferior ha sido llamado «profundidad de compensación de la calcita». La profundidad de compensación del aragonito es de 1.500 a 2.000 metros.

Las llanuras abisales muy profundas y las grandes fosas están cubiertas de sedimentos esencialmente silíceos. Estos son además cada vez más solubles con el aumento de la salinidad. Los investigadores han podido comprobar reiteradamente que los mares poco profundos y sometidos a una intensa evaporación no presentan casi nunca lodos de diatomeas o de radiolarios.

Los lodos abisales. *Los sedimentos que se depositan en el fondo de las llanuras abisales están esencialmente constituidos por conchas o esqueletos de plantas o de animales planctónicos. Arriba, de izquierda a derecha: globigerinas, pterópodos y radiolarios. Aquí, encima: diatomeas (globigerinas). El mapa muestra la distribución de los sedimentos de origen biológico.*

Los guijarros glaciales y el polvo cósmico



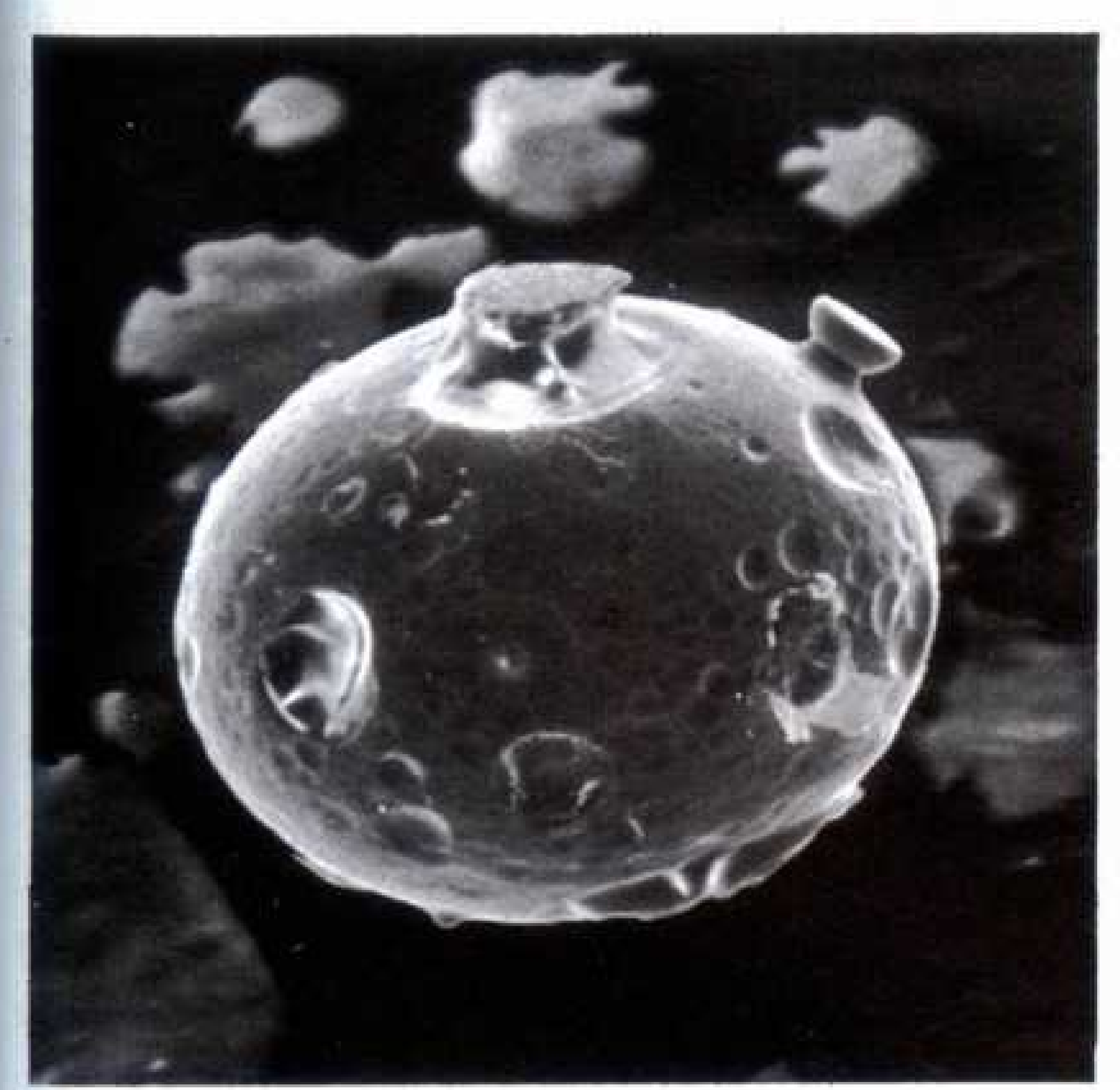
Ya sabemos que la mayor parte de los sedimentos marinos son de origen terrestre, acarreados por los ríos, y la fracción más importante del resto está formada por materiales biológicos. Sin embargo, los geólogos se encuentran a veces con acumulaciones sedimentarias imputables a otros mecanismos. Al norte de las Bahamas, por ejemplo, región que goza de un clima tropical, se han descubierto fondos cubiertos de guijarros glaciales de granito-gneis; pero esta roca no existe en ningún sitio de las Bahamas o en la cercana Florida, y es necesario subir hasta el estado americano de Maine para encontrarla. Para explicar esta presencia se ha formulado una audaz hipótesis: durante una antigua era glacial, la corriente del Golfo (Gulf Stream) habría tenido un itinerario más meridional que el que se observa actualmente; la corriente del Labrador habría bajado mucho más al sur, y, junto a sus frías aguas, habría llevado icebergs a las aguas de las Bahamas. Estos fragmentos de glaciares serían los que habrían arrancado los materiales rocosos a Groenlandia; los habrían pulido y abandonado donde los encontramos hoy en día... Existen acumulaciones del mismo tipo en varios puntos del hemisferio Sur, en especial frente a las costas de Africa meridional y de Australia.

Algunos depósitos de guijarros no pueden ser explicados por la acción de los icebergs. Los geólogos deben considerar la existencia de medios de transporte todavía más asombrosos. Uno de ellos es el «transporte biológico». Los árboles arrancados por las crecidas de los ríos, por ejemplo, guardan mucho tiempo entre sus raíces terrones mezclados con piedras; abandonan poco a poco su carga a medida

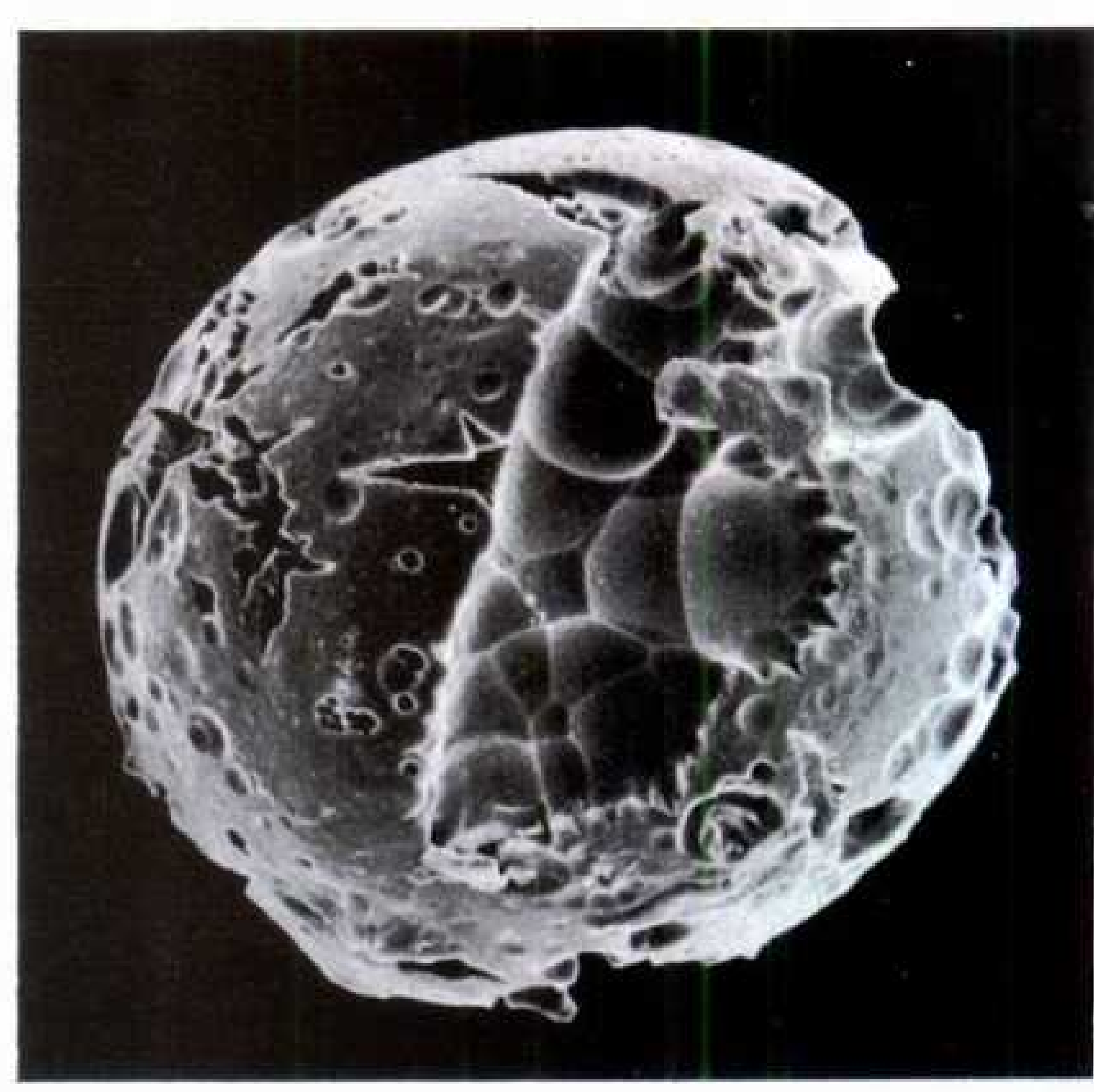


Los materiales de origen glaciar. *Los icebergs nacidos de los grandes glaciares de Groenlandia, de la Tierra de Baffin y de la Antártida abandonan, a medida que se derriten, las piedras y la tierra que han arrancado del suelo antes de llegar al mar. Contribuyen de esta forma a la sedimentación de los fondos marinos. Los depósitos, muy variables, tienen a menudo un aspecto granuloso, como en la fotografía de arriba.*

Las tektitas. *Se llama así a las esférulas vidriosas de variadas tallas cuyo origen no está claramente explicado, y que se encuentran a veces en gran número en los muestreos abisales. El mapa de la página siguiente muestra las zonas en las que los yacimientos de tektitas son probables o seguros (puntos negros). Las tres fotografías de abajo, tomadas gracias al microscopio electrónico, representan microtektitas.*







que viajan por el mar. Los grandes animales transportan también piedras, en especial los que poseen gastrolitos (piedras estomacales que facilitan la digestión y el equilibrio hidrostático); entre éstos cabe citar a las morsas, a los elefantes marinos y, probablemente (en épocas pasadas), a los dinosaurios.

Las rocas de gran tamaño requieren vehículos apropiados a sus dimensiones. El polvo, por su parte, es acarreado fundamentalmente por el viento. Los marinos padecen a menudo tempestades de arena frente al Sáhara, al igual que ocurre frente al Africa Austral y Australia; los aluviones eólicos son muy extensos en el fondo del mar —a veces cubren centenares de miles de kilómetros cuadrados. En algunos lugares, en el camino de los vientos dominantes, alcanzan un considerable espesor. Son igualmente los vientos los que dispersan en la superficie del mar los millones de toneladas de cenizas vomitadas anualmente por los volcanes; estas nubes de polvo dan a veces varias vueltas al globo en la atmósfera superior antes de caer.

Las investigaciones recientes sobre las migraciones de los productos contaminantes han permitido demostrar que los transportes eólicos son sorprendentemente largos; así, algunas partículas silíceas (fitolitos) que forman parte de los tejidos de ciertas gramíneas del lago Chad han sido identificadas en los depósitos sedimentarios de la costa norteamericana, cerca de Nueva York.

Además de la arena de los desiertos y de las partículas volcánicas, los océanos reciben con regularidad polvo cósmico. Este bombardeo extraterrestre es continuo, y afecta tanto a los continentes como a los mares, pero éstos, por el solo hecho de su extensión, absorben la mayor parte. Los «objetos» minerales cósmicos que llegan a nuestro planeta pueden alcanzar considerables dimensiones y crear cráteres gigantes —es el caso de los meteoritos gigantes que cayeron en Meteor Crater, o en Tunguska, en Siberia—. Pero lo esencial de estas aportaciones extraterrestres se realiza en forma de polvo impalpable, de microrresiduos de meteoritos desintegrados al entrar en contacto con la atmósfera.

Contra lo que pudiera parecer en un primer momento, la masa anual de estas precipitaciones minerales no es ni mucho menos despreciable: por el contrario, se estima en miles de toneladas.

La historia de los sedimentos

EN cuanto una partícula sedimentaria de fracciones de milímetro de diámetro toca el fondo del mar, comienza una nueva historia. Se ve asociada a otros fragmentos de materia: una gota de arcilla tendrá por vecino un trocito de concha de globigerina, etc. Al igual que los seres vivos se unen en biocenosis, en comunidades orgánicas, lo sedimentos forman tanatocenosis, comunidades de seres muertos. Pero estas asociaciones inertes son la base de nuevas edificaciones que favorecen la aparición de vida; además pueden informar a los investigadores sobre la historia de la Tierra.

Los tejidos de las plantas y de los animales están principalmente compuestos de carbono, hidrógeno, oxígeno y nitrógeno. El carbono, cuyo número atómico es 12, tiene como isótopos radiactivos al carbono 13 y al carbono 14. Estos isótopos radiactivos se desintegran según un ritmo propio; así, el carbono 14 pierde la mitad de su masa en 5.700 años (se dice que su período es igual a este tiempo). Como se conoce la proporción normal de los diferentes isótopos en los tejidos vivos, se puede calcular con bastante exactitud la fecha de la muerte de un fósil buscando lo que queda de carbono 14. Esta datación con carbono 14 constituye un excelente método para escribir la historia de la Tierra, por lo menos durante los períodos recientes. Para las rocas más antiguas se utiliza el mismo procedimiento, pero con otros isótopos radiactivos (método del potasio-argón; método del rubinio-estroncio).

Cuando un geólogo quiere investigar el pasado realiza un muestreo en los sedimentos. Fija la edad de las capas de su sedimento mediante las técnicas de datación radiactivas. Para confirmar sus medidas utiliza métodos indirectos, en especial ayudándose de los conocimientos previos de la paleontología y de la palinología, ciencia que estudia los granos del polen. Por supuesto, como ocurre también en cualquier otra ciencia, en geología nada es sencillo. En cuanto se acumulan, los sedimentos están sometidos a toda clase de transformaciones químicas y físicas, debido a la existencia de ácidos, a la presión, a la temperatura local, etc. Poco a poco, los aluviones se solidifican y se transforman en rocas duras. Se llama diagénesis a este lentísimo proceso. El geólogo, gracias a su experiencia y a la precisión de sus instrumentos de observación, consigue casi siempre reconstruir esta complicada historia, desenredar la madeja. Entre los organismos más estudiados hay que citar a las bacterias: cuando se enquistan, fosilizan muy bien. Los granos de polen son todavía más valiosos. Su dura cubierta los protege de los ataques del tiempo, y ocurre que atraviesan los siglos y los milenios incluidos en sedimentos, pero aparentemente intactos. Son realmente tan importantes para los geólogos, que su estudio —la palinología— constituye una disciplina científica.





Las huellas del pasado. *Arriba: microfotografía de un muestreo de sapropel; se llama así a un lodo todavía en fase de descomposición, rico en carbono orgánico y que se transforma en un medio desprovisto de oxígeno. Data del Plioceno inferior (hace cinco millones de años, aproximadamente), y ha sido descubierto a 4.000 metros de profundidad. Abajo: esta caliza alveolada data del Eoceno (de unos 50 millones de años); está constituida esencialmente por restos de foraminíferos de gran tamaño, especialmente numulites, cuyo cuerpo tenía el tamaño de una moneda.*

Cuando se examina el espesor de una capa sedimentaria marina, se observa que en superficie domina la acción de las bacterias descomponedoras, que atacan las materias orgánicas, consumiendo el oxígeno disponible y liberando CO_2; éste se transforma, en medio hídrico, en ácido carbónico, que corroe el carbonato cálcico de los esqueletos animales. El estrato superficial de la capa sedimentaria está igualmente sometido al trabajo de los seres vivos excavadores, que pueden retocar considerablemente el depósito al cavar sus galerías.

El oxígeno está ausente del interior de la capa sedimentaria, y se observa la actividad de una categoría particular de bacterias, llamadas sulfatorreductoras. Estos microorganismos son quimiotropos, ya que utilizan para vivir la energía que contienen algunos enlaces químicos; son capaces de extraer el oxígeno de los compuestos de azufre (sulfatos). Liberan ácido sulfhídrico, H_2S, de característico olor a huevos podridos. Normalmente, el ácido sulfhídrico se diluye en la columna de agua que cubre la capa sedimentaria, pero ocurre también, en algunas cuencas cerradas, que sature una gran parte de la masa líquida, en el seno de la cual aniquila a las poblaciones vivas; es lo que ocurre en las bahías y las lagunas eutrofizadas y también en un sistema de dimensiones tan considerables como el mar Negro.

Al excavar aún más profundamente en la capa de sedimentos, los geólogos encuentran casi siempre una fase alcalina. Se debe a que las sales (carbonatos, etc.) se encuentran en abundancia en los lugares desprovistos de anhídrido carbónico. En estas condiciones, los esqueletos silíceos de las diatomeas, de los radiolarios y de ciertas esponjas se degradan y forman unas especies de glóbulos de aspecto gelatinoso; al endurecerse, estas masas redondeadas se convertirán en sílex.

Después de millones de años, cuando el fondo del mar se levante en el transcurso de los grandes movimientos tectónicos, la capa sedimentaria se verá nuevamente sometida a la acción de los agentes atmosféricos: viento, lluvia, nieve, etc.

Cuando tal cosa ocurra, la roca recién formada será labrada por las aguas de escorrentía y por los demás factores erosivos que actúan en la superficie. El ciclo se cerrará y las partículas se dirigirán, una a una, hacia el mar para volver a formar una capa sedimentaria...



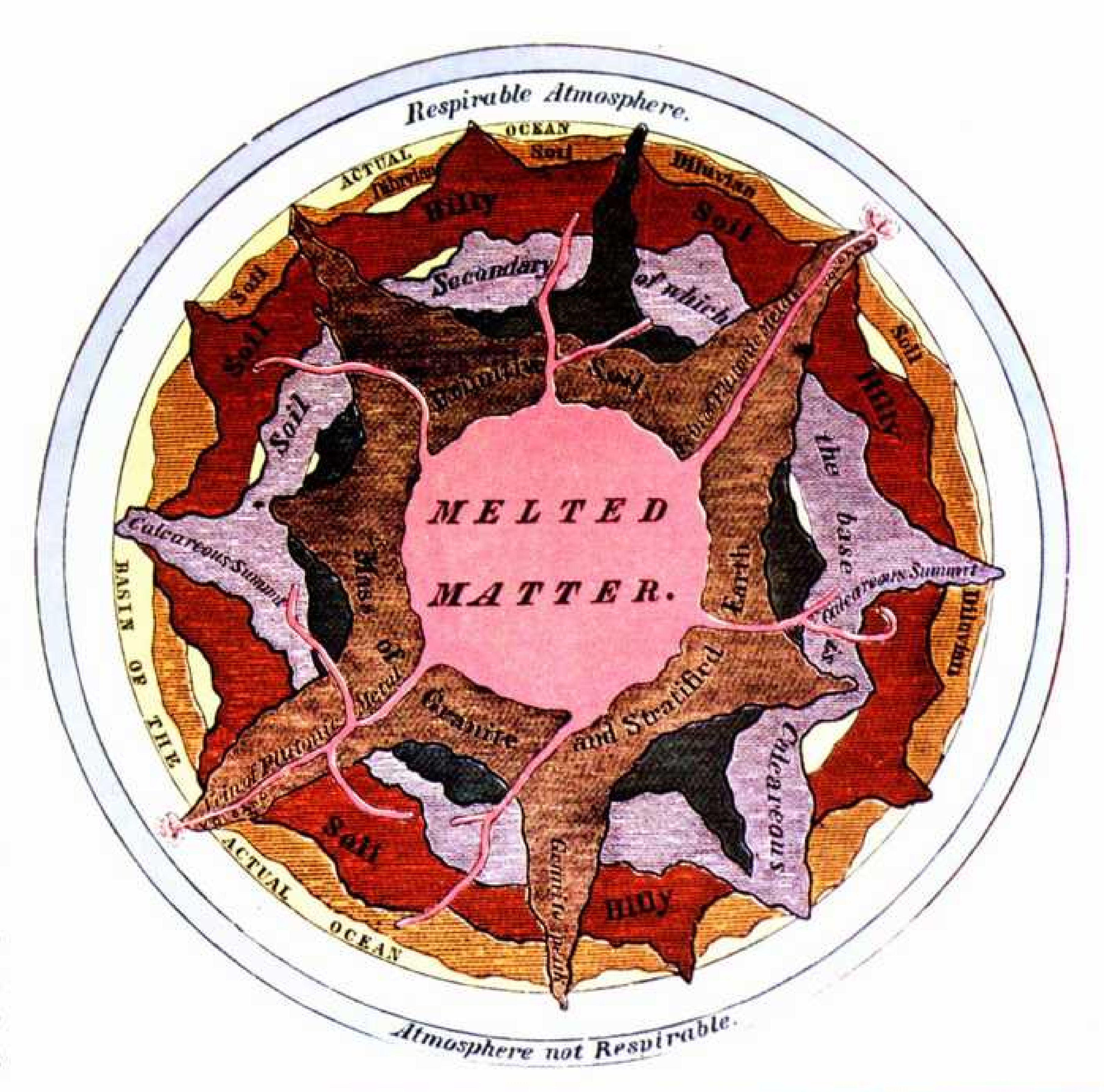
Continentes que se mueven

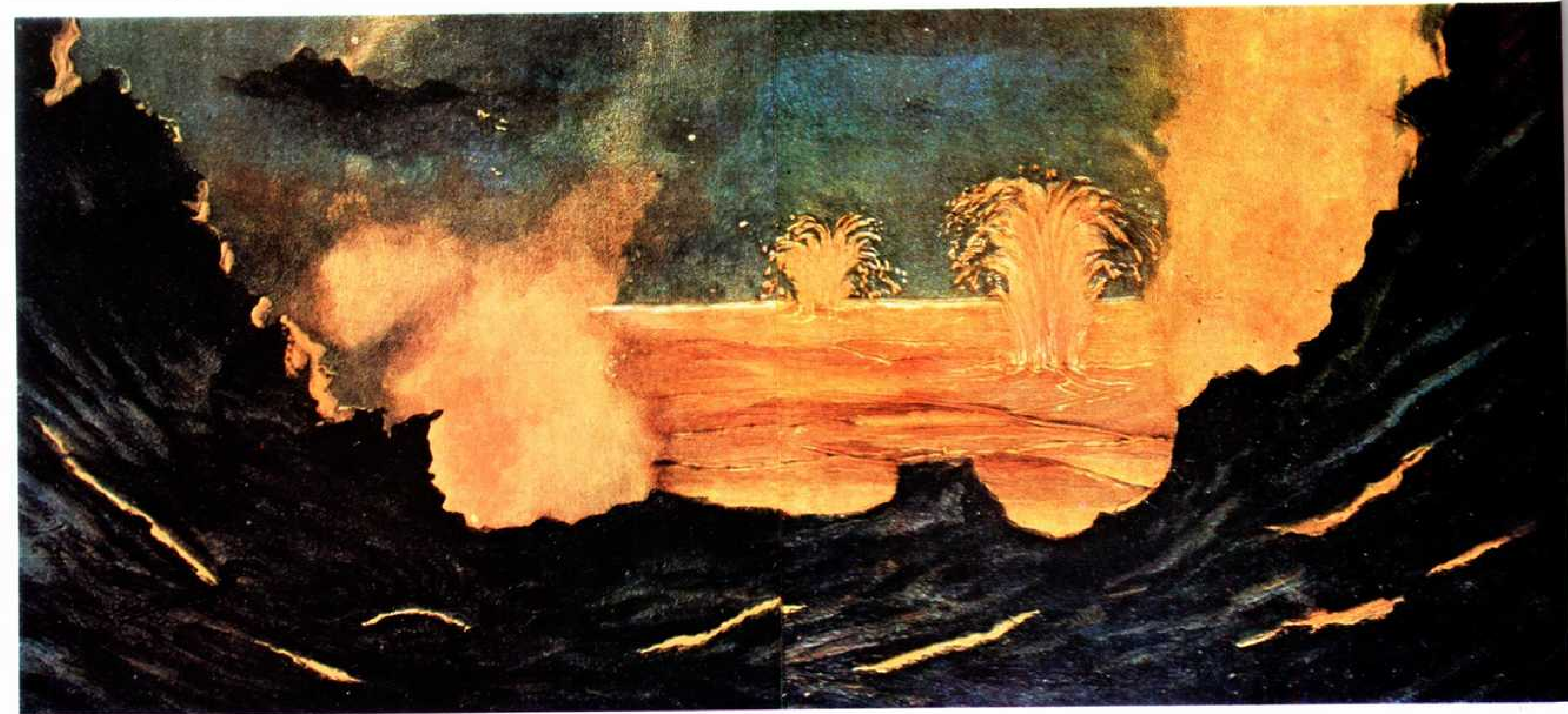
Los testimonios de las rocas

La presencia de conchas de animales marinos en las rocas emergidas, a veces en lo alto de las montañas, ha intrigado durante mucho tiempo a los naturalistas y a los filósofos. Durante la antigüedad griega y romana, algunas mentes veían en ello la prueba de que la Tierra estaba «viva», que evolucionaba, que cambiaba de forma con el tiempo, pese a su aparente estabilidad; además, ¿no es cierto que durante los seísmos y las erupciones volcánicas demuestra emociones y cólera?

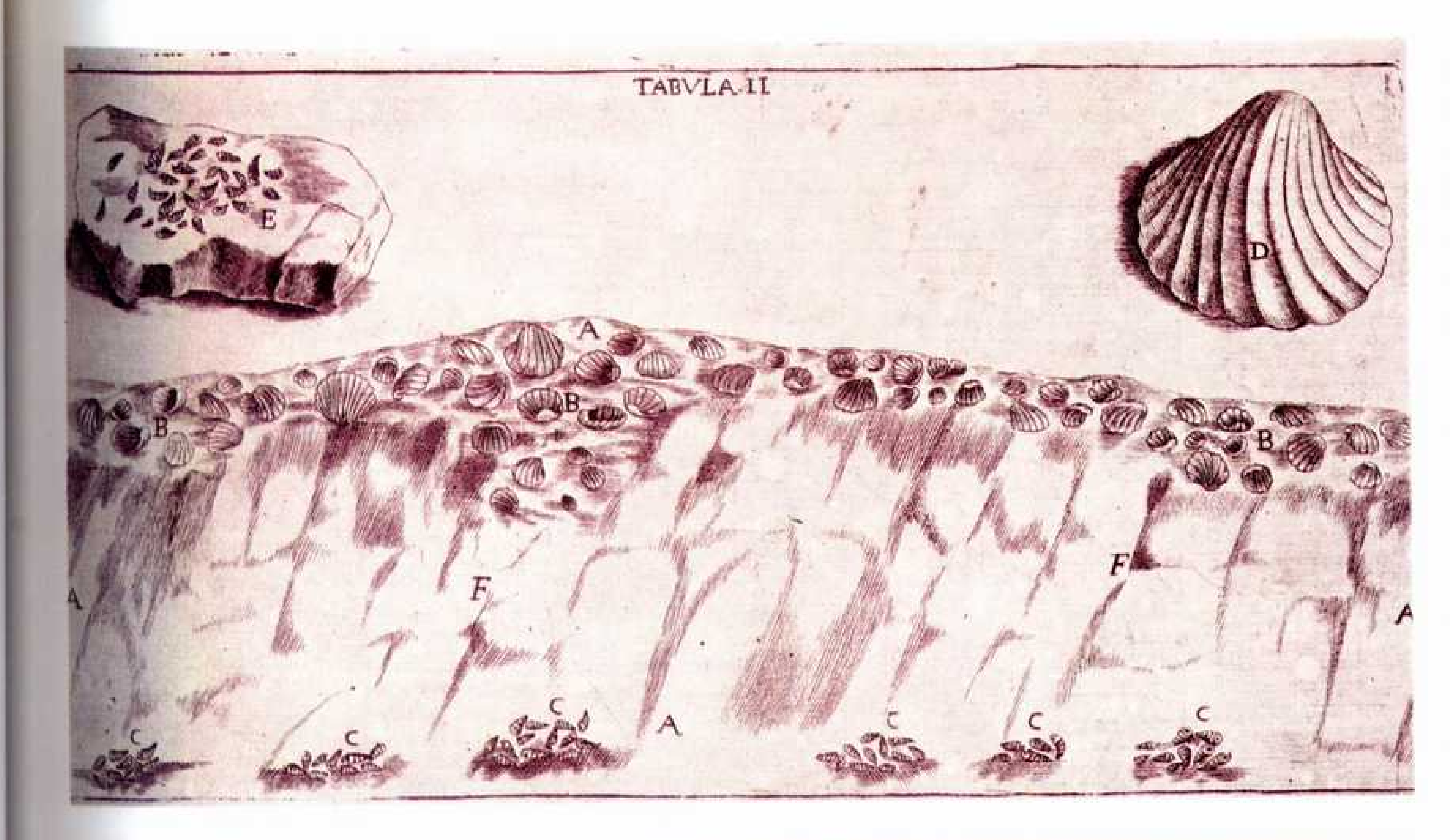
Con la llegada del cristianismo y el desarrollo de las teologías creacionistas, la idea de que nuestro globo es variable fue abandonada, y luego juzgada herética: Dios había creado la Tierra de una vez por todas, como se dice en el *Génesis*, y los que afirman lo contrario pecan contra los libros sagrados.

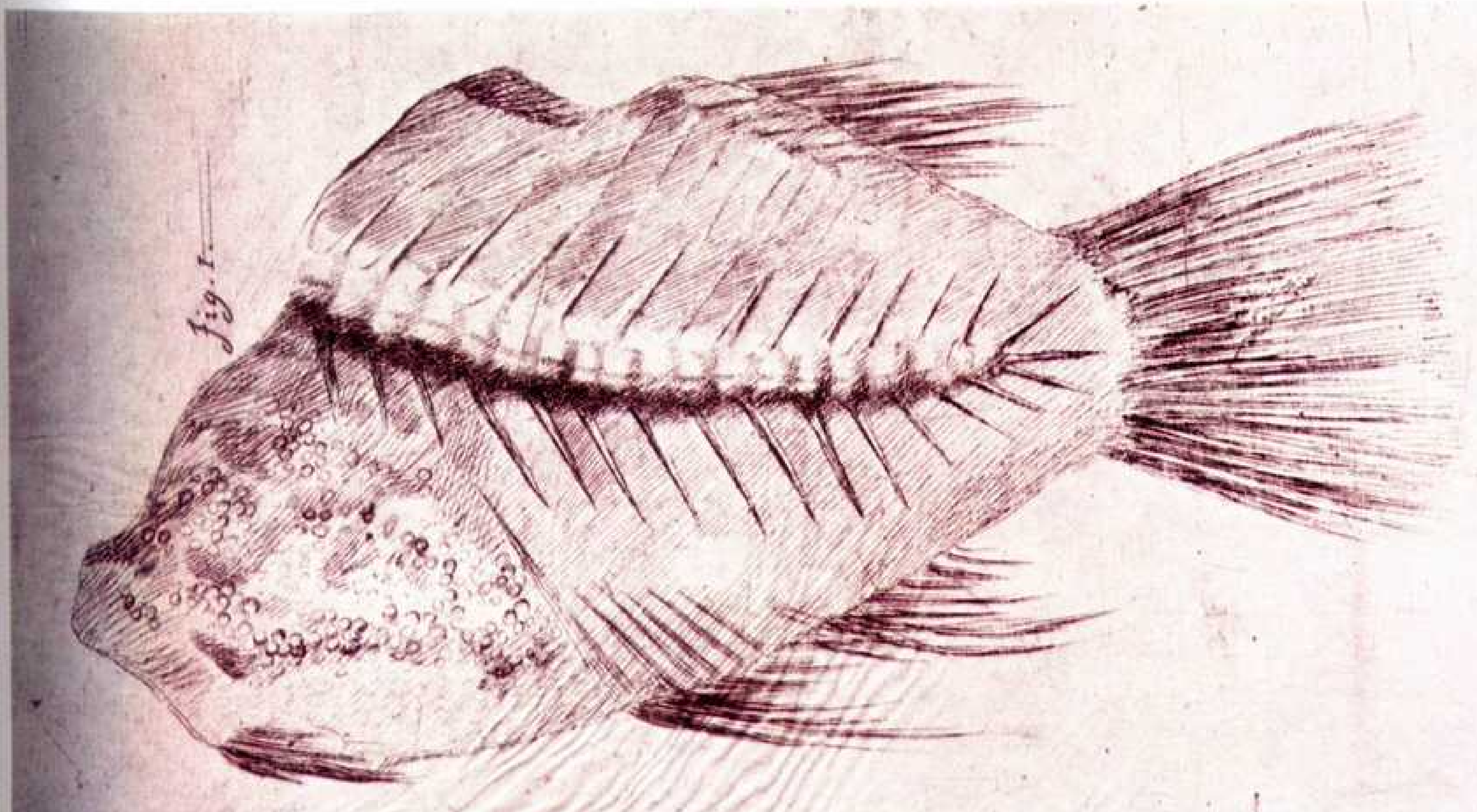
Durante el Renacimiento, los primeros espíritus libres osan hablar contra el dogma. Bernard Palissy no se interesa exclusivamente por los esmaltes: observa las conchas de las rocas emergidas, y es probablemente el primer hombre en formular la hipótesis de que estos restos animales cayeran antaño al fondo del mar, y luego fueran devueltos al aire libre por el empuje de la ascensión de las montañas. Poco a poco se modificó la idea que se tenía de la Tierra; Galileo y Kepler demostraron que es esférica y que gira alrededor del Sol. El telescopio de Galileo permitió hacerse una idea de la superficie de la Luna y de la organización general del sistema solar. Se empezó a admitir que los planetas no son eternos, que cambian constantemente y que tienen su propia historia.





Los pioneros de la geología, como James Hall, al final del siglo XVII, hicieron grandes progresos. Estudiaron los volcanes y las rocas ígneas; aprendieron a reconocer las rocas metamórficas (granitos, gneis, etc.) y a diferenciarlas de las rocas sedimentarias (calizas, arcillas, etc.). Fueron a observar los basaltos que cubren los cráteres del Etna y los compararon a los que rodean a los volcanes apagados de Auvernia. Encontraron rápidamente antiguas rocas volcánicas en Irlanda, en Alemania... Por supuesto, los sabios formularon con frecuencia hipótesis contradictorias y se entablaron a menudo enfrentamientos dialécticos. Así, el alemán Leopold von Buch sostuvo que la Tierra se hallaba en fase de calentamiento, y que el calor llegado de sus entrañas era la causa de la aparició de las montañas. El francés Elie de Beau mont le contestó que, en su opinión, e globo se estaba enfriando, y que la «piel de nuestro planeta se agrieta al con traerse. Por su parte, el suizo Escher vo Linth demostró que algunas regiones d los Alpes estaban originalmente dis puestas en el fondo del mar en estrato superpuestos. Durante el surgimiento d los macizos montañosos, estas capas fue ron plegadas, torcidas e incluso inver tidas. Estableció una clara distinción en tre las zonas activas de la superficie d nuestro planeta (en las que surgen nueva montañas y volcanes) y las regiones má tranquilas-dormidas (los antiguos macizo

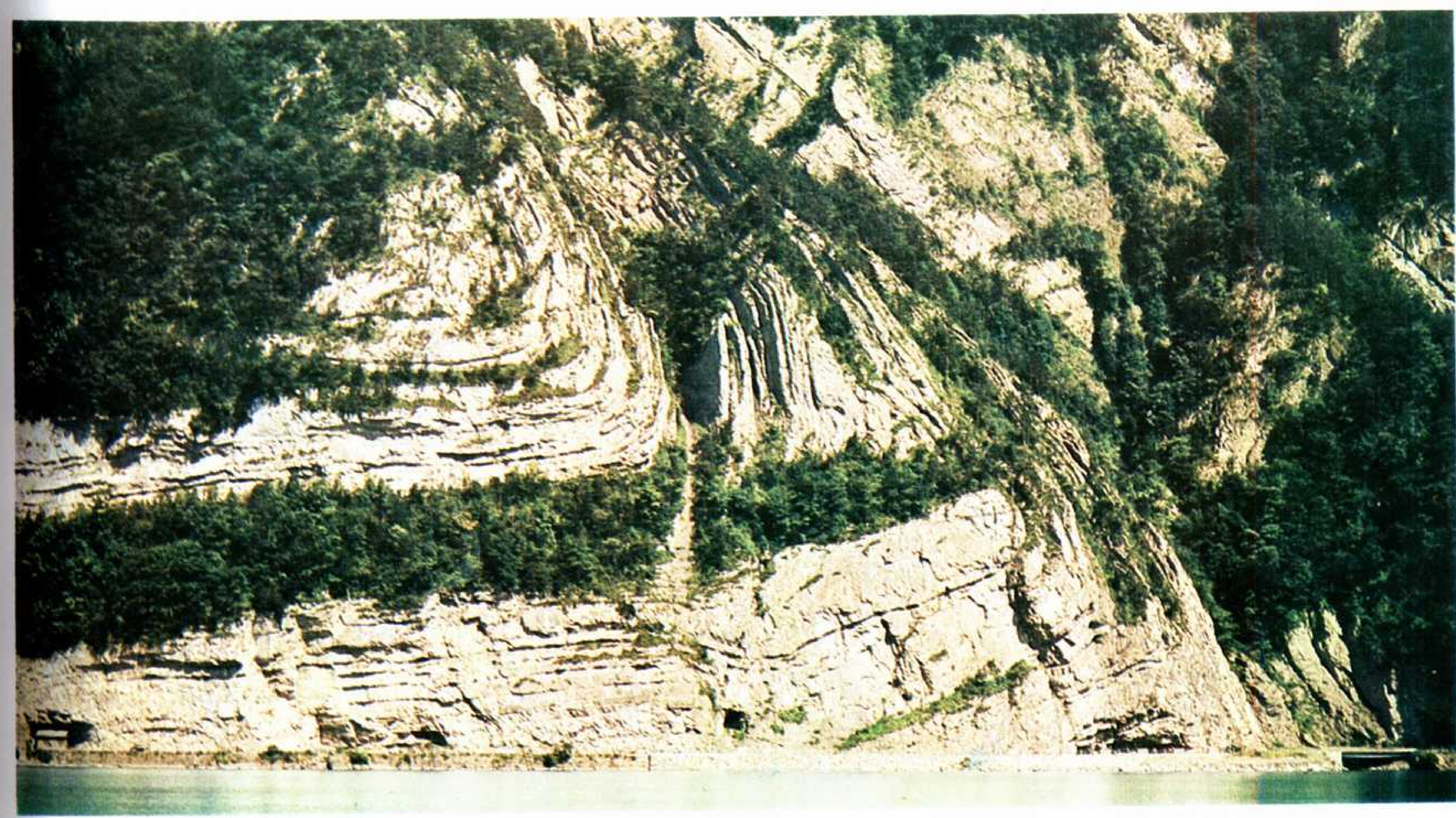




muy erosionados, las cuencas sedimentarias, la mayor parte de los fondos oceánicos).

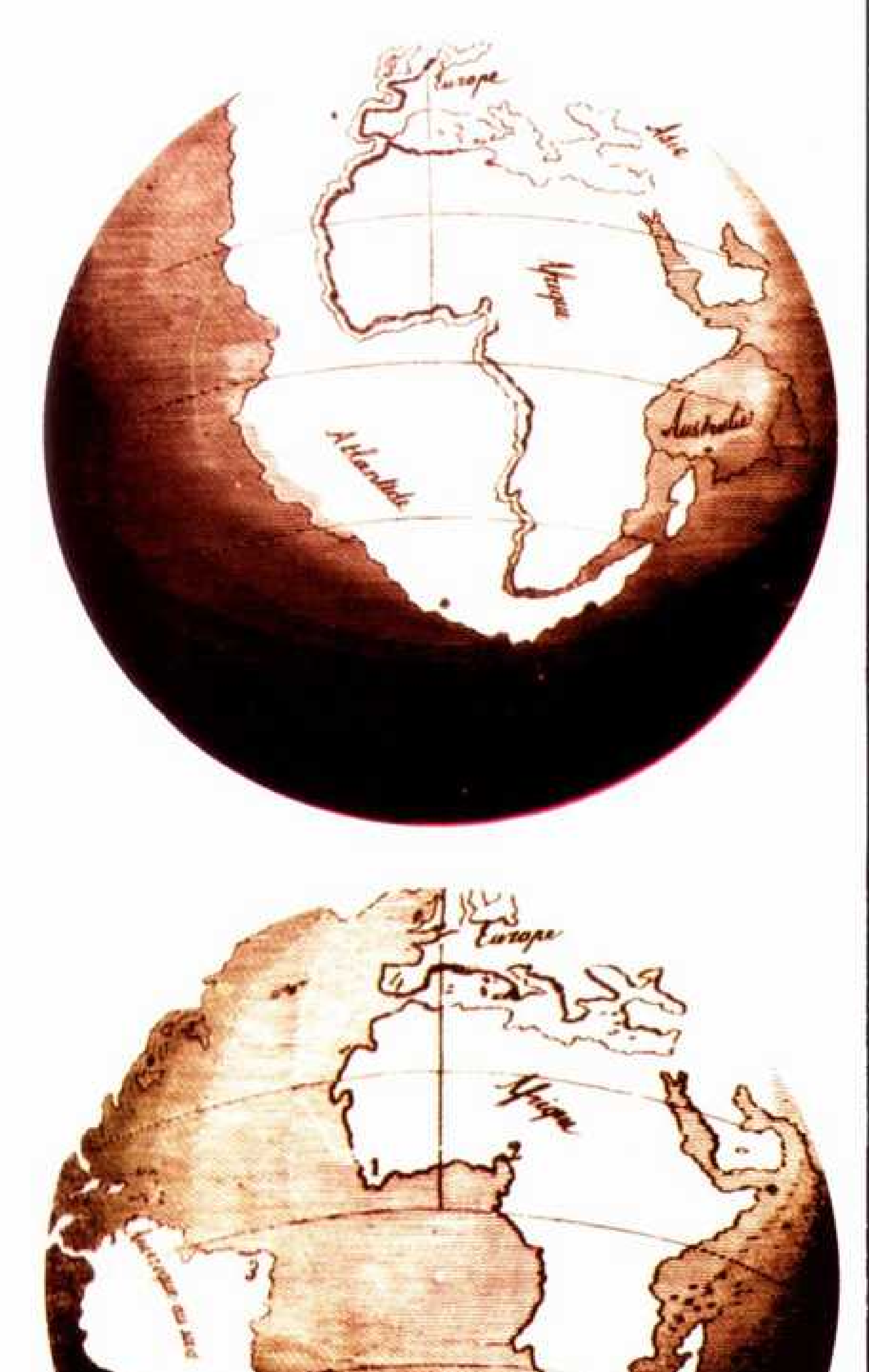
Sin embargo, a pesar del progreso de la observación y de la teoría, la historia de la Tierra seguía siendo un misterio. Fue el conde de Buffon el que, al final del siglo XVIII, en sus famosas *Époques de la nature*, tuvo la primera intuición de que todo evoluciona en nuestro universo: las especies animales y vegetales, así como los planetas. Al estudiar los fósiles, el gran naturalista observó que los antiguos animales difieren de los actuales y que el aspecto de la Tierra cambia con los milenios. Desde este punto de vista se puede asegurar que la obra de Buffon constituye el origen de las teorías transformistas y evolucionistas, así como de las hipótesis que conciernen a la geología dinámica.

La Tierra cambia. *Los fenómenos volcánicos (página anterior, abajo: representación de una erupción del Kilauea, en Hawai) hicieron pensar que nuestro planeta era una esfera llena de fuego (página anterior, arriba: un dibujo inglés del siglo pasado). El descubrimiento de los fósiles es otra prueba de que todo cambia en la Tierra. Algunas especies desaparecen, y son sustituidas por otras (los dos dibujos de esta página son obra de Vallisneri y fueron realizados en 1728). Los plegamientos de ciertas capas de terreno (abajo, cerca del lago de Lucerna) confirman que la superficie terrestre está en continuo movimiento.*



La coincidencia de las costas

La hipótesis de la deriva de los continentes sigue unida al nombre del alemán Alfred Wegener. Otros científicos habían pensado en ello, en Francia (Pellegrini-Snider, y especialmente Elisée Reclus) y en Estados Unidos (Baker). Pero fue Wegener el que, al principio del siglo XX, dio verdaderamente cuerpo a la idea, apoyándola con numerosas observaciones concretas. Su obra, traducida al francés, al inglés y a otras muchas lenguas, suscitó inmediatamente numerosas controversias. Algunos contrarios llegaron a estimar que el geólogo alemán estaba loco; es un insulto al espíritu humano, decían, declarar que bloques de rocas tan sólidos como los continentes puedan ser móviles.



solapamientos

vacíos

Otros geofísicos intentaron demostrar que la hipótesis de la migración de las tierras es errónea, ya que se basa en imposibilidades físicas. No estaban del todo equivocados en este punto concreto, porque el esquema explicativo de Wegener sigue siendo vago, pero, por el contrario, la idea general es excelente.

Wegener empezó por observar el mapa del océano Atlántico. Comprobó que en numerosas regiones existe una extraña correspondencia entre la costa oriental (la

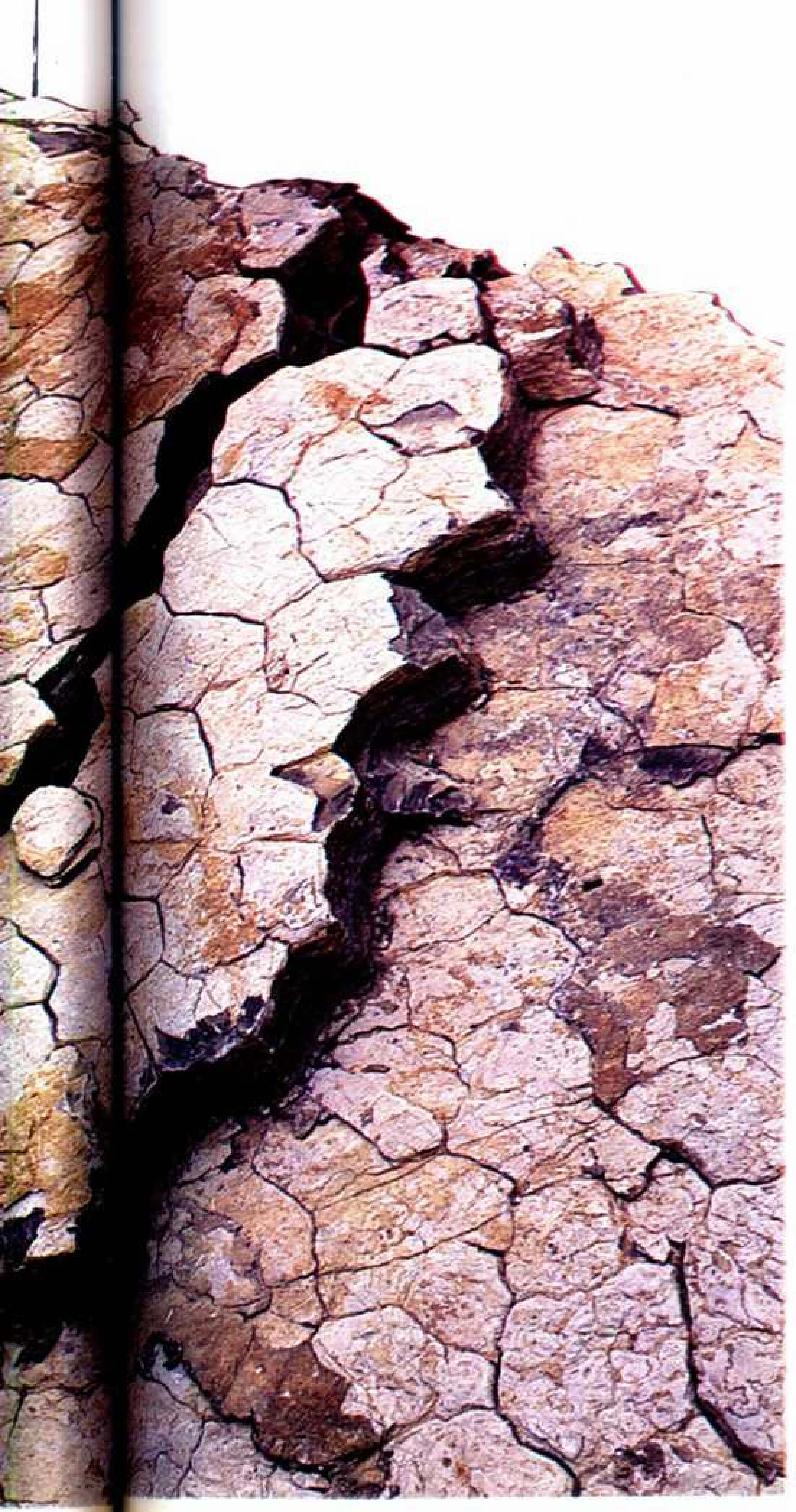
¿Cómo se formaron los continentes? *El primero en notar la perfecta coincidencia entre las costas del Brasil y del golfo de Guinea fue sir Francis Bacon en 1620. En 1858, Antonio Snider formuló la hipótesis de que los continentes actuales derivan todos, por fragmentación, de un primitivo y gigantesco supercontinente (arriba, a la izquierda). Esta idea fue recogida al principio de nuestro siglo por el alemán Alfred Wegener, el verdadero «padre» de la teoría de la deriva de los continentes. Arriba: una reconstitución por ordenador de uno de los aspectos posibles de los continentes al final de la era Primaria (Pérmico) o al principio de la era Secundaria (Triásico). A la derecha, estos polígonos de arcilla en vías de desecación, que se agrietan y se separan, pueden dar una buena imagen de lo que ocurre en la superficie terrestre.*







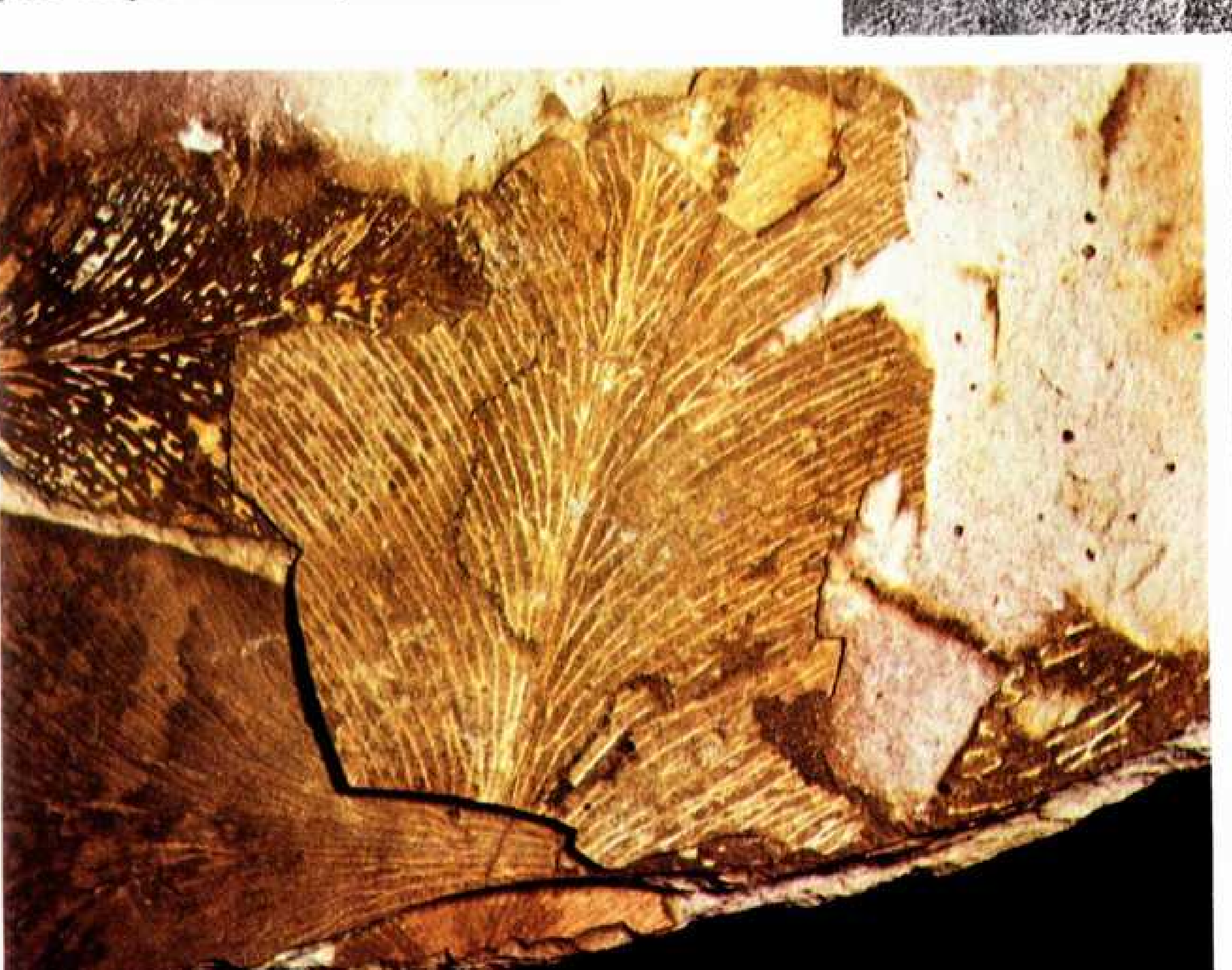
Las zonas costeras. El aspecto de las costas es a veces un testimonio del pasado tectónico de los continentes que bordean. Arriba, a la izquierda: acantilados plegados cerca de Quebec. Sobre estas líneas: dos bellas vistas de los acantilados truncados que abundan en la isla de Mallorca, en las Baleares.



de Euráfrica) y la costa occidental (la de las dos Américas). Al norte, los zócalos antiguos de Groenlandia, Terranova y Groenlandia parecen gemelos de los de Escandinavia, Escocia e Irlanda. La paleontología permite datar estos escudos graníticos en la era Primaria (Paleozoico). Un poco más al sur se encuentran en Europa los macizos erosionados del pliegue herciniano (Irlanda del sur, Cornualles, Bretaña, Ardenas); ahora bien, corresponden bastante fielmente a los montes Apalaches. Lo que más llamó la atención de Wegener fue que estas montañas gemelas de cada lado del Atlántico se acababan de una manera brutal en el mar. Todo ocurre como si hubieran sido cortadas de un solo tajo por una fuerza gigantesca y como si los dos labios de la herida hubieran sido separados unos 5.000 kilómetros. Todavía más al sur, Wegener se fijó evidentemente en la casi exacta coincidencia entre la costa africana desde Guinea hasta Angola y la costa brasileña. Fue en esta región donde el geólogo acumuló la mayoría de las pruebas en favor de su teoría. No sólo encontró a un lado y otro sistemas rocosos similares, sino los mismos fósiles, mientras que la flora y la fauna actual son diferentes. Wegener intentó hallar las mismas pruebas para su hipótesis en el océano Indico. Observó que Madagascar y la India debieron estar unidas antiguamente. Hizo notar que la costa precámbrica del Antártico oriental se adapta perfectamente a la costa meridional de Australia. Los paleontólogos confirmaron casi siempre sus sospechas. Sin embargo, numerosos geólogos permanecieron escépticos. Admitieron en general que los argumentos de Wegener eran convincentes, pero fueron incapaces de encontrar explicaciones físicas y matemáticas para basar esta teoría. Medio siglo después de la publicación de las primeras investigaciones de Wegener, el americano Edward Bullard demostró de nuevo la perfecta coincidencia de las dos costas del Atlántico, pero le faltaba aún un modelo de interpretación energética de la deriva de los continentes. Quedaba además otro problema: el del Pacífico. En este océano, provisto de su famoso cinturón de fuego, ninguna costa se corresponde con otra. ¿Por qué se encuentran costas coincidentes en todo el planeta salvo en la mayor cuenca del mundo? Las tentativas de explicación de esta anomalía se desarrollaron rápidamente. Algunos llegaron a formular la hipótesis de que el océano Pacífico se había creado por un arranque de materiales que había engendrado la Luna. Esta teoría tuvo, por cierto, mucho éxito en los ambientes de ciencia ficción.

Inexplicables descubrimientos

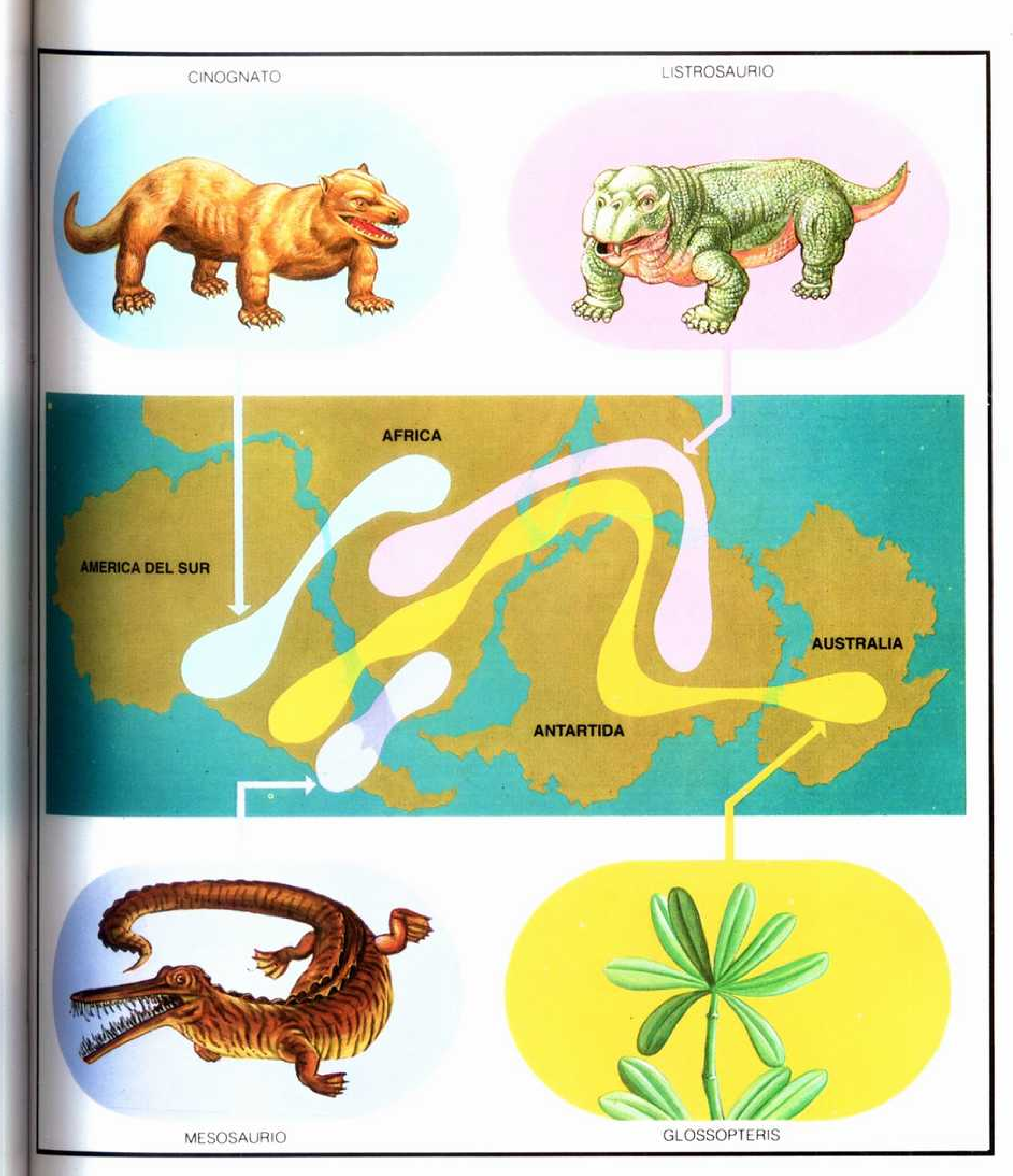
Cuando Charles Darwin realizó su famoso viaje alrededor del mundo a bordo del *Beagle*, entre 1831 y 1836, observó que existen en América del Sur y en Australia depósitos de gres amarillo muy particulares, que databan del Mesozoico y que no tienen ningún otro equivalente en Europa, Asia del norte o América septentrional. Estos gres no son de origen marino: se han acumulado en los lechos de los ríos, en los lagos y las marismas. Cobijan importantes yacimientos de carbón



(del que no se encuentran homólogos en el hemisferio Norte). Engloban además numerosos fósiles de curiosas plantas características, que pertenecen al género *Glossopteris*, elementos florísticos que están ausentes de las regiones septentrionales.

Estos misterios no fueron desvelados ni por Darwin ni por sus sucesores inmediatos. Estos últimos confirmaron, sin embargo, que exiten realmente grandes diferencias entre el sur y el norte de nuestro globo: descubrieron especialmente que el famoso mesosaurio, especie de gran reptil secundario con aspecto de cocodrilo, fue exclusivamente meridional, al igual que los *Glossopteris*.

A mediados del siglo XIX se descubrió que los famosos gres amarillos de Darwin existían igualmente en la Antártida y en la India. El misterio se hizo más denso, ya que si bien la Antártida es una tierra meridional, la India está claramente al norte del ecuador. Hubo que formular la hipótesis de que este subcontinente pertenecía antiguamente a la parte meridional de nuestro globo, y que había cambiado de sitio para venir a pegarse a la masa asiática. Los gres amarillos de la India abundan sobre todo en el sur de la península, en una región llamada Gondwana, en la que vivían antaño los hombres de la tribu gond. En 1895, el famoso geólogo austriaco Edward



Sness propuso llamar Gondwana a todas las tierras meridionales del globo, más la península de la India. Se encontró en esa misma época una innegable unidad geológica y paleontológica entre América del norte y el bloque eurasiático (menos la India): se la llamó Laurasia, al fundir una antigua apelación de América del norte (Laurentia) y un sufijo que recuerda a Eurasia.

Durante un largo período de la historia de la Tierra, por lo menos durante el final del Primario y de la era Secundaria, las masas continentales se separaron en dos grandes bloques: Laurasia y Gondwana. La línea de demarcación fue un mar estirado, en sen-

El Gondwana. *Los paleontólogos han encontrado fósiles de animales y de plantas semejantes en tierras actualmente muy alejadas: en América del Sur, en Africa, en Madagascar, en la India, en la Antártida y en Australia. Deducen de este hecho que, en la época en que vivían estas plantas y estos animales, los continentes se hallaban unidos en un gran conjunto, en un supercontinente austral que llaman Gondwana. El esquema muestra el área de distribución del cinognato y del listrosaurio, del Triásico inferior; del mesosaurio, que vivía durante el Pérmico, y de las plantas del género* Glossopteris. *Como se puede ver en el dibujo, estas plantas poblaron todas las tierras del Gondwana. Página anterior, a la izquierda: una huella fósil de* Glossopteris *encontrada en Australia; a la derecha: fósil de mesosaurio descubierto en Africa del Sur. Abajo: fósil de mesosaurio del Brasil.*



Hace 410-405 millones de años

Hace 435-430 millones de años

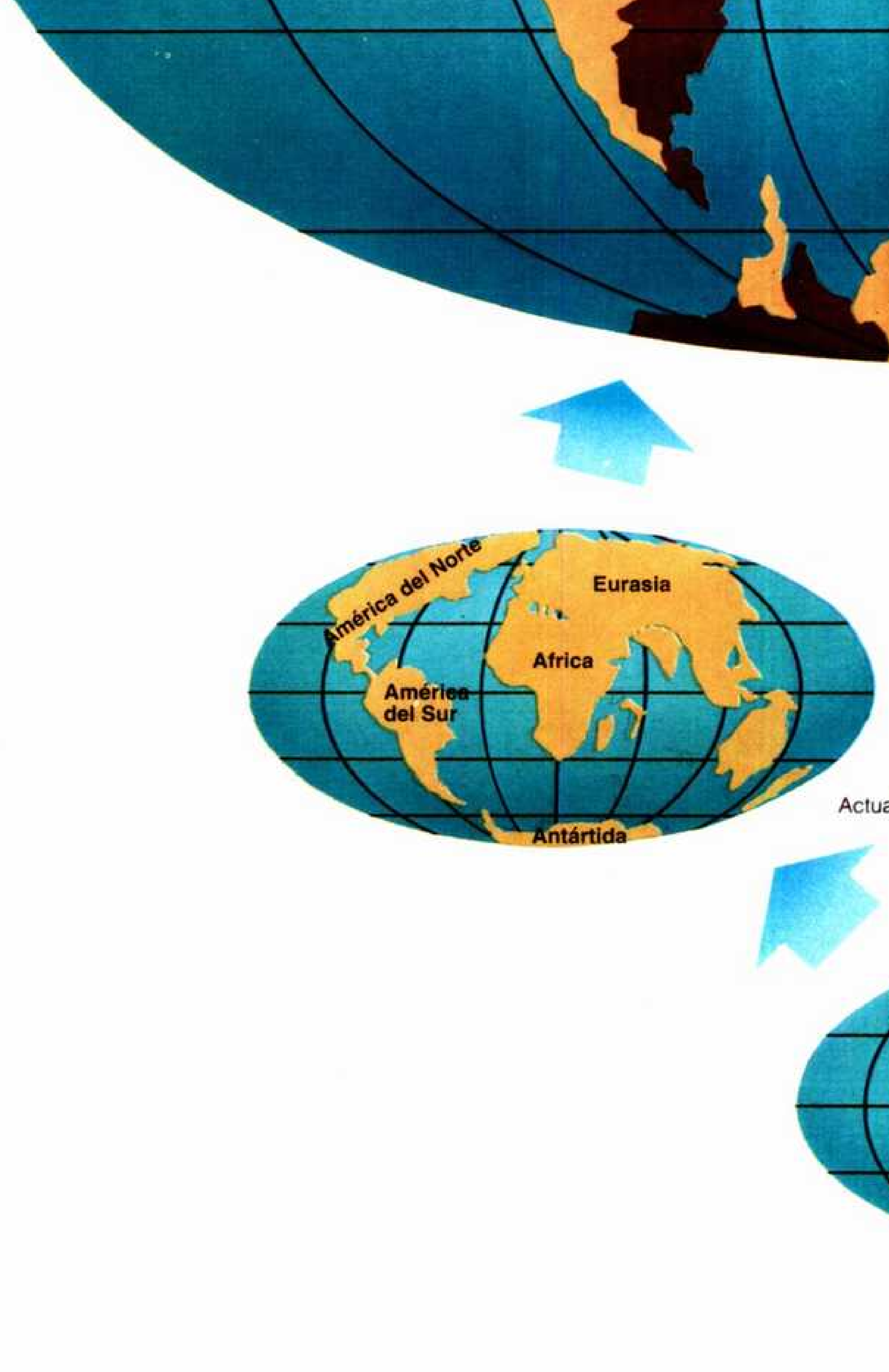
Hace 490-475 millones de años

Hace 550-540 millones de años

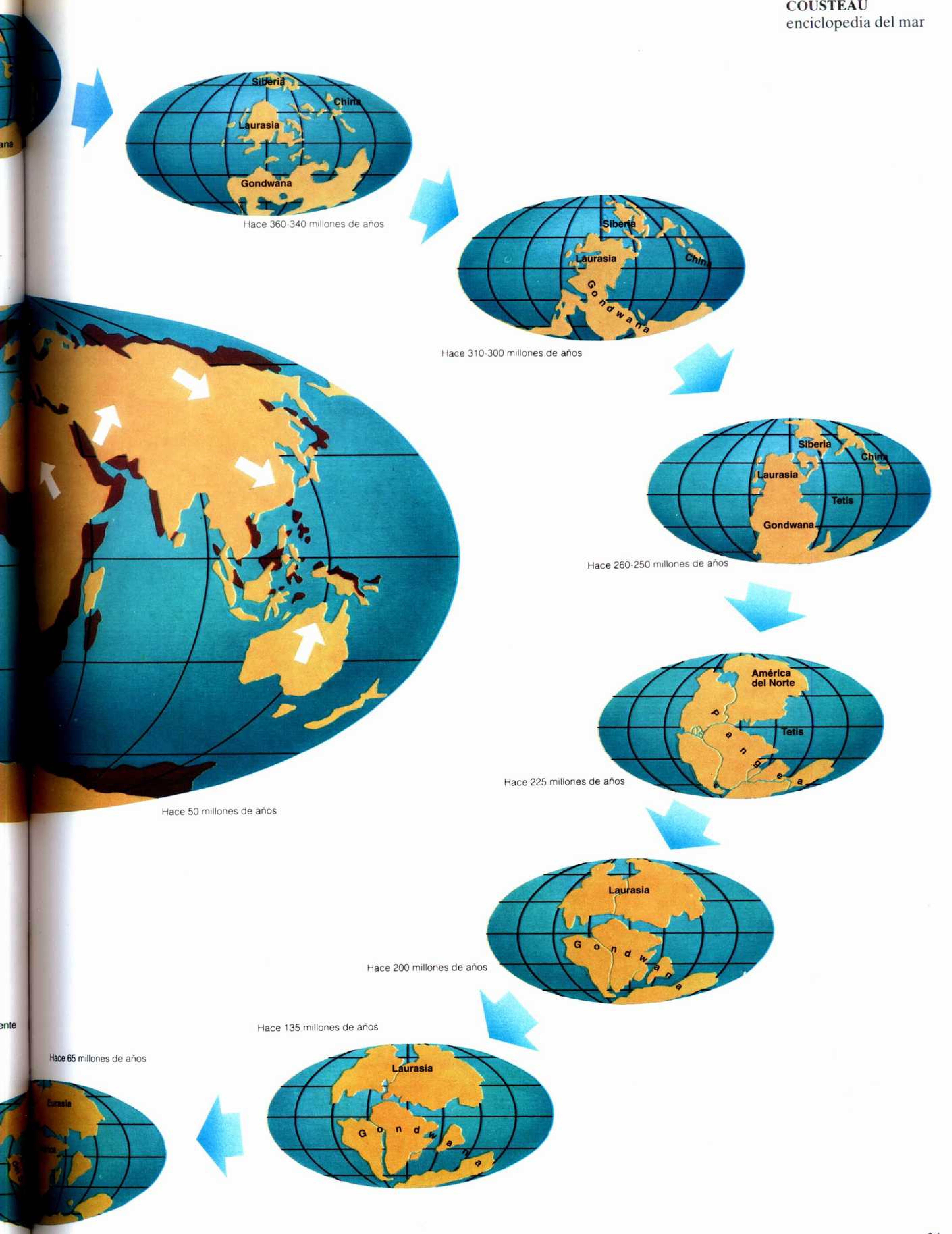
tido este-oeste, que fue llamado Tetis y del que el actual Mediterráneo es una simple reliquia. Tal era todavía la concepción de la historia de la Tierra que se tenía en los años cincuenta de este siglo, después de decenas de investigaciones en la línea de Wegener y Sness. Por cierto, según Wegener, todas las tierras emergidas debieron estar unidas al principio del Mesozoico en un enorme continente, el Pangea, rodeado por un inmenso superocéano: el Panthalasa.

Esta hipótesis, aceptada hace unos treinta años, iba a ser destruida poco a poco por los geofísicos. Si bien el Gondwana parece haberse individualizado muy tempranamente, no estuvo sin duda unido a Laurasia hasta una época relativamente reciente. El proceso de formación de Laurasia fue probablemente muy complejo; las masas continentales de esta zona del globo aparecieron independientemente, se juntaron y se separaron, y más tarde se unieron de nuevo en una especie de lento y sorprendente ballet. El océano Atlántico primitivo se abrió y se cerró varias veces; este ciclo de expansiones y de contracciones es llamado «ciclo de Wilson», nombre del geofísico canadiense John Tuzo Wilson, que fue el primero en describirlo.

La historia de la Tierra: *En esta doble página se ha representado la deriva de los continentes en los últimos 550 millones de años, tal como podemos imaginárnosla a partir de los datos de la paleontología y de la geofísica, y a la luz de la teoría de la tectónica de placas. En el centro se ha representado al mundo tal como será probablemente dentro de 50 millones de años; el golfo de California y el mar Rojo se habrán abierto aún más; Gibraltar y el estrecho de Ormuz se habrán cerrado; el Mediterráneo y el golfo Arábigo-Pérsico se habrán secado completamente; Australia se habrá acercado a China, al seguir su ascenso hacia el norte. El océano Atlántico será más ancho, y el Pacífico, más estrecho.*



Actualmen


Siberia
China
Laurasia
Gondwana
Hace 360-340 millones de años
Siberia
Laurasia
China
Gondwana
Hace 310-300 millones de años
Siberia
China
Laurasia
Tetis
Gondwana
Hace 260-250 millones de años
América del Norte
Tetis
Pangea
Hace 225 millones de años
Laurasia
Gondwana
Hace 200 millones de años
Hace 135 millones de años
Laurasia
Gondwana
Hace 65 millones de años
Eurasia
Hace 50 millones de años

Las antiguas eras glaciales



Las tilitas. *Las huellas de glaciares más antiguas datan de más de 700 millones de años, es decir, del Precámbrico. El mapa adjunto muestra los lugares donde existen depósitos morrénicos transformados por el tiempo en rocas llamadas tilitas. A la izquierda: tilitas precámbricas de la Sturt George, en el sur de Australia. A la derecha: tilitas del grupo Windermere, en las montañas Selkizk, en Canadá. Abajo del todo: un bloque errático encontrado en el Sáhara.*





ENTRE las huellas inexplicables encontradas por los geólogos, hay que citar las que hacen pensar en antiguas eras glaciales en el supercontinente primitivo Gondwana. Las primeras marcaciones de estas huellas fueron realizadas —de manera inesperada y sensacional— por un joven científico recién salido de la universidad llamado Blanford. El descubrimiento lo llevó a cabo en la India. Se trataba de un zócalo rocoso profundamente estriado, como las rocas de las montañas «arañadas» por los glaciares. Sin lugar a dudas, este zócalo había sido erosionado en tiempos geológicos. Se llamó tilitas a estos lechos de piedras. Lo extraño de este descubrimiento es que se situaba en mitad del bosque tropical del sur de la India, en un terreno que se databa (mediante todo tipo de pruebas convergentes) del final del Carbonífero al principio del Pérmico, hace 280 a 300 millones de años. Poco después de que Blanford hubiera anunciado su descubrimiento, un clérigo, geólogo aficionado, anunciaba un hallazgo semejante en Australia. Posteriormente, muchos otros científicos encontraron huellas similares en Africa del Sur y en América meridional. Por fin, hace unos diez años se descubrieron tilitas en el último trozo del Gondwana, en el Antártico.

Desde el punto de vista de la climatología, la existencia de tilitas del Pérmico-Carbonífero plantea importantes problemas. Muchas de ellas se encuentran en las proximidades del ecuador; ahora bien, los glaciares de llanura son imposibles en estas latitudes. Por otra parte, su distribución es tal que, si nos olvidamos de la hipótesis de la deriva de los continentes, no se entiende su proceso de formación; en efecto, habría que suponer que existió una antigua era glacial, en el transcurso





La glaciación del Ordoviciense. *El globo terráqueo adjunto muestra la posición de los continentes durante el Ordoviciense. Se ve muy bien que América del Sur y Africa ocupan la posición actual del Antártico. El polo Sur estaba situado en el Sáhara. Efectivamente, se encuentran huellas de una antigua glaciación en rocas de este desierto. Las estrías de las rocas, abajo, tienen seguramente un origen glacial y se calcula que son de hace 450 millones de años.*



de la cual el casquete helado cubrió la totalidad del hemisferio Sur, mientras que en la misma época, en el hemisferio Norte, reinaban climas tropicales (caracterizados por mares cálidos poblados por corales constructores de barreras). Sólo la deriva de los continentes puede explicar este misterio.

Otros testimonios de antiguas eras glaciales se descubrieron posteriormente. En Tasmania occidental, por ejemplo, los geólogos hallaron pruebas de tres eras glaciales sucesivas: la eocámbrica (hace 600 millones de años), la permocarbonífera (hace 300 millones de años) y la muy reciente cuaternaria (hace dos millones de años). Pero las eras glaciales fueron seguramente más numerosas. En el Sáhara se ha «identificado» una que tiene 450 millones de años, y algunas más en otras regiones. Se piensa que estos períodos de intenso enfriamiento han ocupado alrededor del 10 por 100 del total de los tiempos geológicos. Los geólogos y los astrónomos han formulado numerosas hipótesis para explicar sus causas. Una de ellas es la siguiente: La galaxia en la que se encuentra el sistema solar (es decir, la Vía Láctea) realiza un giro sobre sí misma cada 300 millones de años. Cuando el sol y sus planetas pasan por las cercanías del intenso campo gravitatorio de las acumulaciones de estrellas llamadas Nubes de Magallanes, padecen los efectos de este campo; en la Tierra se producen mareas excepcionales que provocan notables modificaciones del balance térmico de los mares y, por consiguiente, del clima. El hielo se forma masivamente y el nivel del océano baja.

Se han avanzado muchos otros esquemas explicativos; se ha invocado el paso iterativo del Sol y de los planetas en las nubes de polvo intergaláctico, que disminuyen el flujo de los rayos solares. Otra hipótesis importante une las glaciaciones con la deriva de los continentes. Según los autores que la formularon, el papel fundamental lo desempeñan los océanos. Cuando la circulación general de las masas de agua entre el ecuador y las regiones polares es buena, la Tierra vive una fase interglacial templada. Pero cuando la posición de los continentes impide los intercambios entre las zonas cálidas y las frías del mar, el clima se enfría.

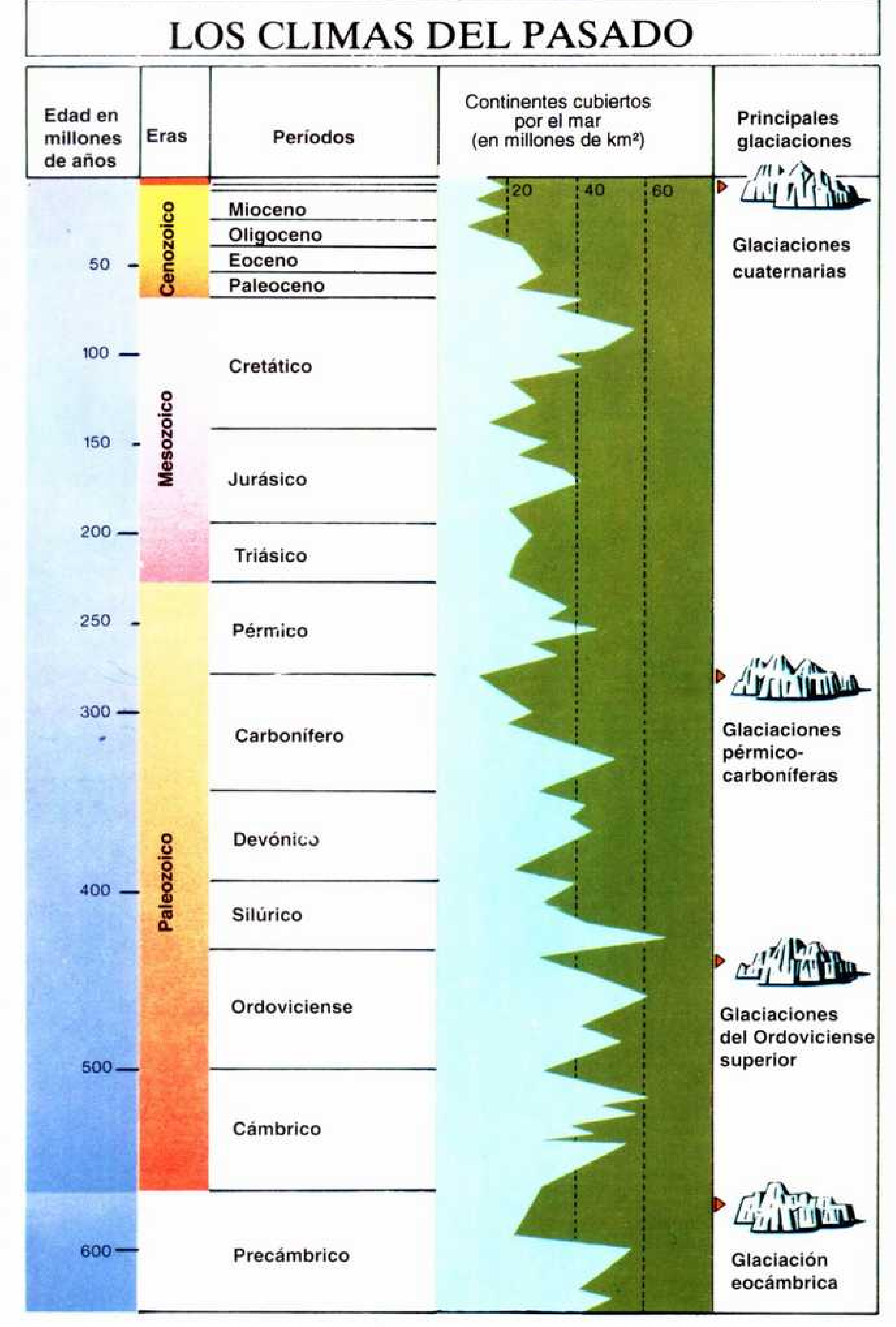
Ninguna de estas teorías es plenamente satisfactoria, ninguna es aceptada unánimemente por la comunidad científica. Los geólogos, los geofísicos y los astrónomos están de acuerdo, sin embargo, en afirmar que las glaciaciones dependen de dos elementos esenciales: por una parte, del movimiento de rotación de la galaxia y, por otra, del equilibrio hidrostático de los océanos.

Los ciclos de la Tierra

EXISTE una tendencia espiritual que caracteriza a la filosofía y a las religiones de la antigua Grecia y de Oriente, y que consiste en ver ciclos por todas partes, eternos retornos, perpetuos volver a empezar. La geología no escapó a esta tentación, que ha llegado a triunfar recientemente. Algunos geólogos han considerado, por ejemplo, a la Tierra como una especie de gigantesco «ser vivo» cuyas «respiraciones» provocan la alternancia de los surgimientos montañosos y del hundimiento de los materiales. Estas teorías se apoyan en un cierto número de observaciones. Es verdad que la historia de nuestro planeta comporta elementos aparentemente repetitivos, pero resulta exagerado hablar de ciclos regulares. En la Tierra hay un ciclo del agua (evaporación-precipitación-transporte al mar), un ciclo biológico del nitrógeno, otro del carbono, etcétera. Pero no se puede hablar realmente de un ciclo de formación y desaparición de montañas o de un ciclo de aparición y desaparición de océanos.

El caso de las glaciaciones es un poco particular. En cada costa marina lo suficientemente antigua se observan pruebas de variaciones episódicas del nivel del mar. Los avances del océano (transgresiones) suceden con bastante regularidad a las retiradas (regresiones), de tal manera que podemos imaginarnos una especie de gigantesco movimiento de balancín. Cada vez que se enfría el ambiente y que se hielan 70 millones de kilómetros cúbicos de agua oceánica, el nivel medio de los mares desciende unos 100 metros. Cuando las condiciones atmosféricas se suavizan, el agua vuelve a su nivel acostumbrado. Sin embargo, no es seguro que exista una regularidad en las transgresiones y regresiones marinas. Se observan solamente variaciones climáticas a muy gran escala, con máximos de frío que corresponden a las eras glaciales. En esta curva global se insertan numerosas curvas secundarias.

Las glaciaciones no son las únicas responsables de las variaciones del nivel marino. Los océanos están contenidos en cuencas; si su fondo cambia de forma, la altura de la capa de agua se modifica. Además, la



Las variaciones del nivel del mar. *El mar invade periódicamente grandes porciones continentales y luego se bate en retirada. En el primer caso se habla de transgresión, y en el segundo de regresión. La periodicidad de este flujo y reflujo no se conoce con exactitud, pero, según algunos especialistas, ocurre aproximadamente cada 80 millones de años. El esquema adjunto intenta reconstituir desde este punto de vista la historia de la Tierra. Cuando una gran cantidad de agua se inmoviliza en forma de hielo (fotografía del centro), el nivel general de los océanos desciende. Las huellas de estas periódicas variaciones pueden encontrarse en cortes de terreno como el de la fotografía de la página de la derecha, arriba. El esquema de la página de la derecha, abajo, muestra los cambios del nivel del mar desde hace aproximadamente un millón de años respecto al nivel actual.*



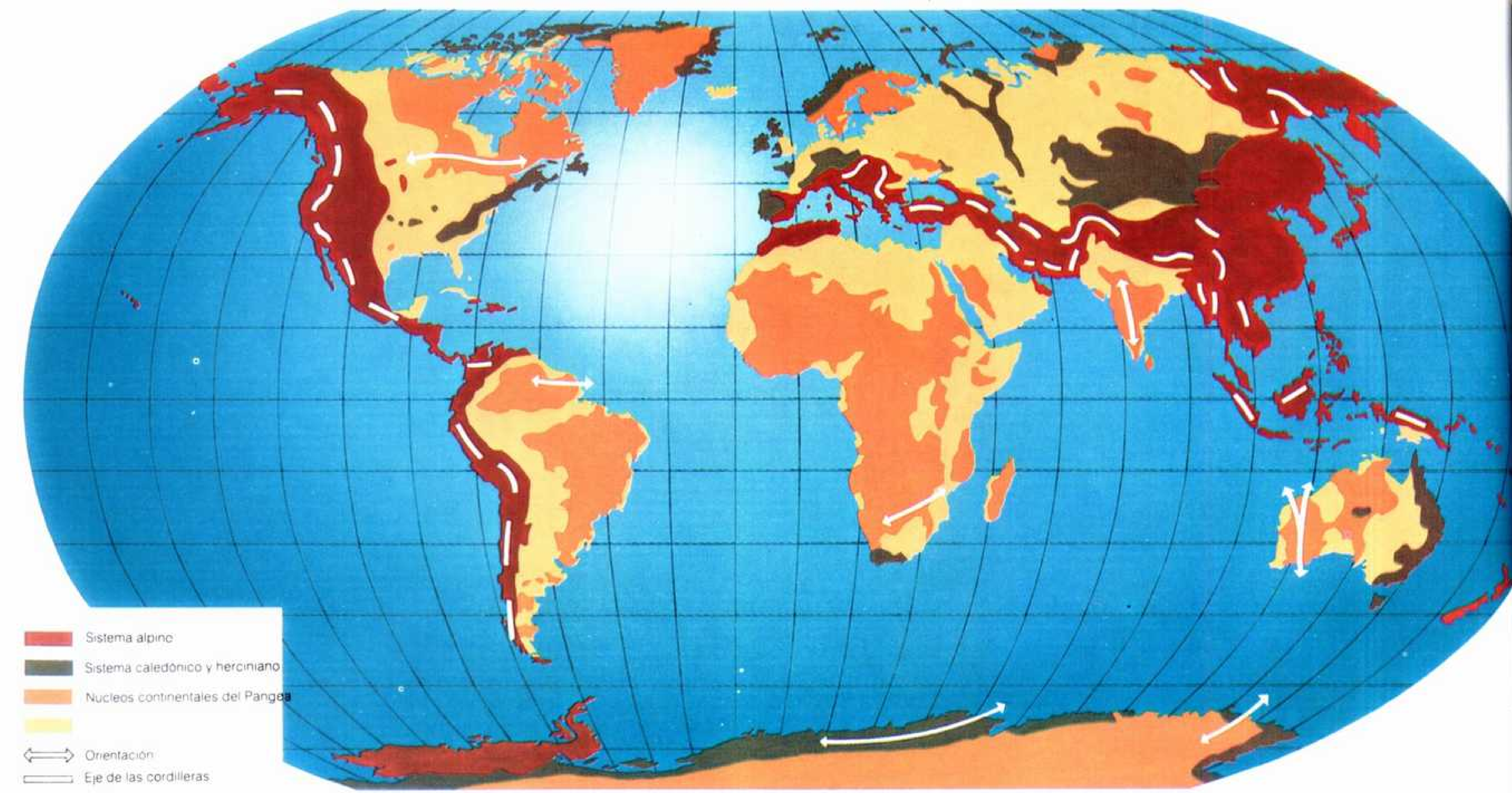


deriva de los continentes, los alzamientos montañosos y los grandes cambios de la superficie terrestre hacen que varíe el volumen de las hoyas.

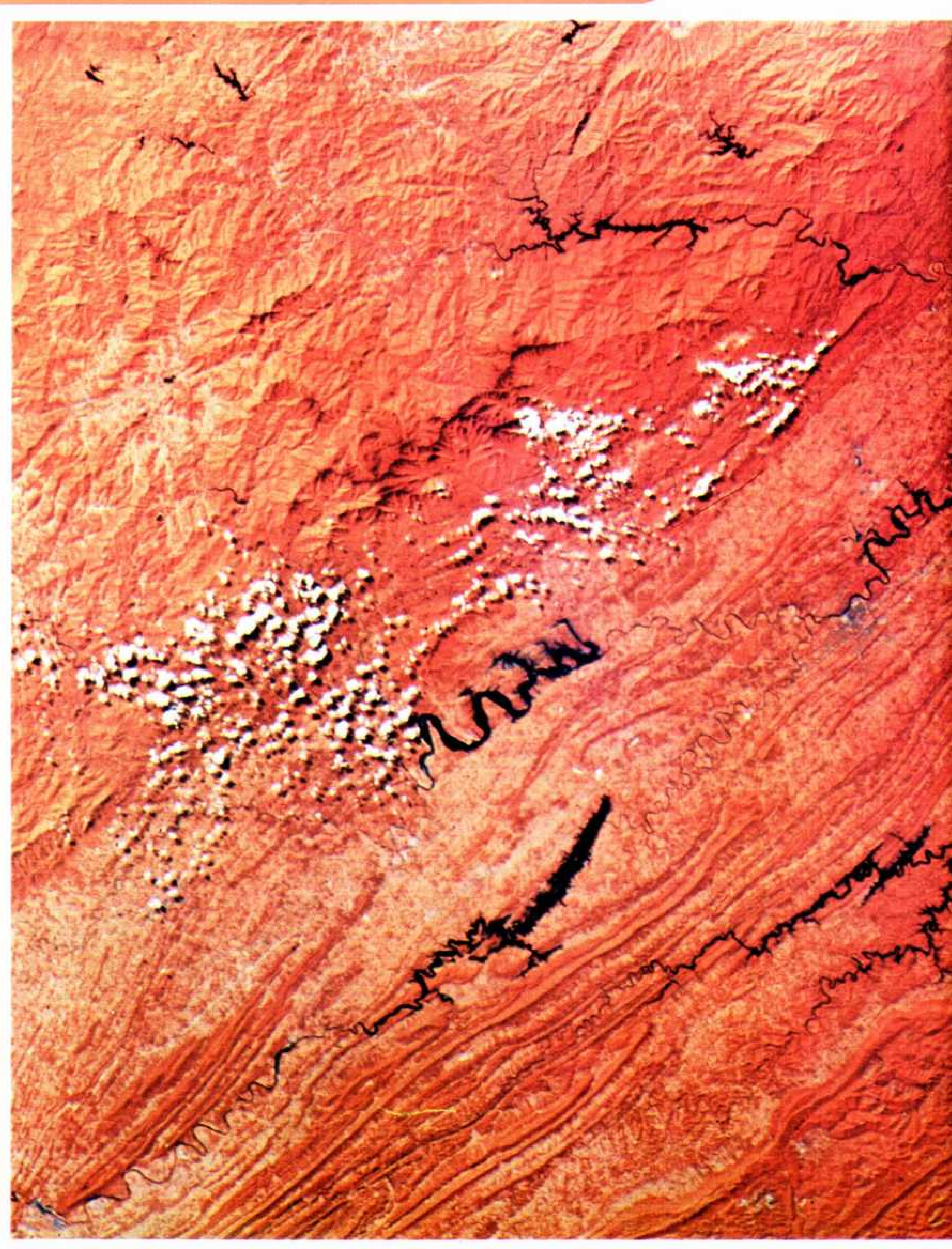
Actualmente, los geólogos se encuentran ante una prodigiosa acumulación de datos de observación; pero tienen las mayores dificultades para decir cuál es la causa de cada cosa. Es lógico que todo científico intente formular una hipótesis con los fenómenos que observa. Pero esto requiere mucha modestia. Es grande la tentación de hablar de ciclos geológicos respecto a nuestro planeta. El futuro demostrará tal vez que estos ciclos efectivamente existen. Pero, en el estado actual de nuestros conocimientos, es una hipótesis muy prematura.

Se ha escrito que la Tierra conoce desde el Paleozoico una sucesión regular cada 80 millones de años de transgresiones (fases talasocráticas) y de regresiones marinas (fases epiestáticas). Quizás esta afirmación se corresponda con la realidad, pero en la actualidad sólo podemos decir que no es más que una abusiva generalización.

Donde se encuentran los continentes



DURANTE algún tiempo, la teoría de la contracción de la Tierra fue la explicación geológica general. Según esta hipótesis, nuestro planeta se está enfriando. Su superficie se resquebraja al retraerse, se fisura y se hincha, dando lugar así a los seísmos y a los relieves montañosos. Después del francés Elie de Beaumont, uno de los principales defensores de esta idea, fue el austriaco Otto Amjoferer, que expuso en 1906 los rudimentos de lo que él llamó *Verschluckunstheorie,* la teoría de la resaca. Algunos decenios más tarde, el suizo Amstutz propuso un esquema explicativo esencialmente basado en la hipótesis de la subducción: cuando se encuentran dos masas continentales, decía, siempre ocurre que una se hunde debajo de la otra (subducción). De esta manera se levanta el borde de la masa superior, y como consecuencia nacen las montañas. Para apoyar su teoría, Amstutz se basó esencialmente en las observaciones que había realizado el francés Emile Argaud en 1922. Según él, la India se empotró en el continente asiático, y de este choque titánico nacieron las formidables murallas del Himalaya. Nada es sencillo en geología. El estudio de los procesos de formación de los Alpes ha provocado muchas disputas en las filas de los especialistas. El surgimiento de esta cadena montañosa ha durado probablemente más de diez millones de años, hablando sólo de su fase principal. Se realizó en etapas sucesivas: la cuenca de Tetis se cerró, y después se abrió parcialmente, etc. No se trató de una simple colisión entre Africa y Eu-

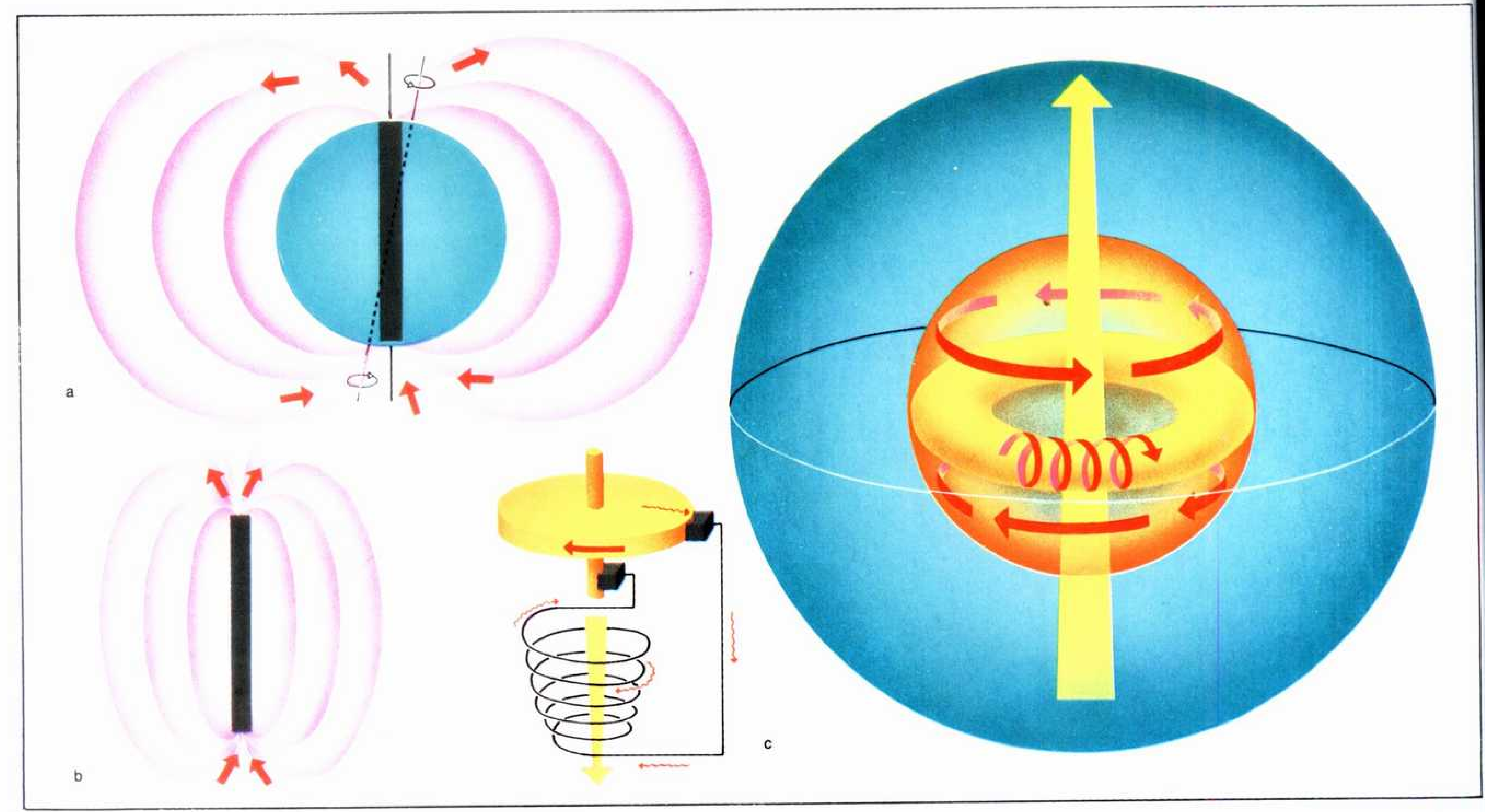




ropa: bloques continentales aislados desaparecieron debajo de otros; algunos empezaron a girar sobre sí mismos. El pliegue alpino dependió igualmente de acontecimientos lejanos, en especial del proceso de constitución del Himalaya. Se comprende que los especialistas, ante esta enorme complejidad, hayan estado equivocados durante mucho tiempo. Además, aun con el esquema explicativo actual —el de la tectónica de placas—, están lejos de haberse resuelto todos los misterios.

La formación de las montañas. *El mapa de la página anterior da una idea de la repartición de las masas continentales según su origen; restos del Pangea, montañas primarias erosionadas (caledónicas y hercinianas), montañas terciarias jóvenes (llamadas alpinas). La diferencia entre estas dos últimas categorías se observa bien en las tres fotografías de satélite de esta doble página; abajo, a la izquierda, los Apalaches, viejas montañas del este de Estados Unidos. A la izquierda: el arco alpino. Abajo: la impresionante cordillera del Himalaya.*

El geomagnetismo



El magnetismo terrestre. *El campo magnético que existe en la superficie terrestre es semejante al que se observaría si hubiera en el centro de la Tierra un dipolo (barra magnética) inclinado 11° respecto al eje de rotación del planeta. La analogía que existe entre las líneas de fuerza magnéticas emitidas por una barra imantada (b) y las emitidas por la Tierra (a) es sensible. Sin embargo, la causa misma del magnetismo terrestre está lejos de ser conocida. Una de las hipótesis que goza de las preferencias de los geofísicos se basa en el estudio del funcionamiento de la dinamo (c). Está esencialmente constituida por un circuito por el que pasa la corriente y por un disco de metal ferromagnético. Cuando el disco gira, engendra un campo magnético. Para obtener un campo magnético hay que tener, en efecto, una parte giratoria y materiales ferromagnéticos en movimiento; esto es justamente lo que se observa en la Tierra. El campo magnético de nuestro planeta (gran flecha amarilla) resulta del hecho de que puede ser comparado a un torés en movimiento. Sin embargo, no todos los planetas tienen campo magnético, o sólo poseen uno muy débil; probablemente este hecho se debe a que la composición de su núcleo interno no es la misma que la de nuestro globo.*

El magnetismo terrestre se conoce desde hace tiempo. A partir del siglo IX, los chinos usaron la roca llamada magnetita para imantar una aguja de hierro y determinar la dirección del norte. Los navegantes europeos, en la época de los grandes descubrimientos, utilizaron masivamente la brújula. En el siglo XVII, el inglés William Gilbert explicó el magnetismo terrestre diciendo que nuestro planeta posee en su centro una especie de gigantesca barra imantada.


Los japoneses fueron probablemente los primeros, al principio de nuestro siglo, en estudiar el magnetismo residual de las antiguas lavas volcánicas. Este tema dio luego pie a un gran programa de investigaciones en la Universidad de Cambridge, en Inglaterra, en los años cincuenta. Estas investigaciones fueron llevadas a cabo por Patrick Blackett y por su alumno Keith Runcorn. El estudio de los antiguos basaltos está lleno de sorpresas: estas lavas se depositaron en coronas concéntricas alrededor de los cráteres (las más viejas son las más alejadas). Ahora bien, se observa que, aunque todas conservan un cierto magnetismo que les llega en el período de enfriamiento, las de una época difieren de las de otra por la dirección del campo magnético. Cada molécula de compuesto ferroso englobada en la lava se orienta hacia el polo norte magnético en el momento de solidificarse. Gracias a este fenómeno se puede determinar con mucha precisión la posición de los polos magnéticos en épocas pasadas. Se puede ver que han cambiado de posición, y aún más, en numerosas ocasiones se han producido en tiempos geológicos inversiones del campo terrestre.

Los polos magnéticos cambian de posición por razones que somos incapaces de comprender. Las mejores hipótesis suponen que el núcleo de nuestro planeta, que es el responsable de la existencia del dipolo magnético de la Tierra, está compuesto por dos partes diferentes (el núcleo exterior y la «semilla»); la diferencia de densidad entre estas dos capas, que se pone en evidencia por el estudio del trayecto de ciertas ondas sísmicas, tiene como consecuencia que permanecen relativamente independientes la una respecto de la otra, y que sus movimientos relativos producen deformaciones perceptibles del campo magnético global.

Pero los cambios de posición de los polos en el transcurso de la historia geológica no explican por sí solos la orientación del campo magnético global. Cuando estamos frente a dos lavas de la misma edad, y se observa que el magnetismo residual está orientado de distinta manera, se llega a la conclusión de que por lo menos una de las dos ha viajado. Investigaciones de este tipo constituyen la base de las explicaciones contemporáneas de la deriva de los continentes.

Si nos limitamos a estudiar los basaltos continentales, nos enfrentamos a todo tipo de dificultades. Las distorsiones y las anomalías de orientación magnética son tan numerosas, que acabamos por no entender nada. Se hace la luz cuando disponemos de los medios indispensables para realizar estas mismas investigaciones en el océano, en especial en el Atlántico, y se comparan las lavas de ambos lados de la gran dorsal medio-oceánica. Es la aventura de la geofísica actual.

La tectónica de placas



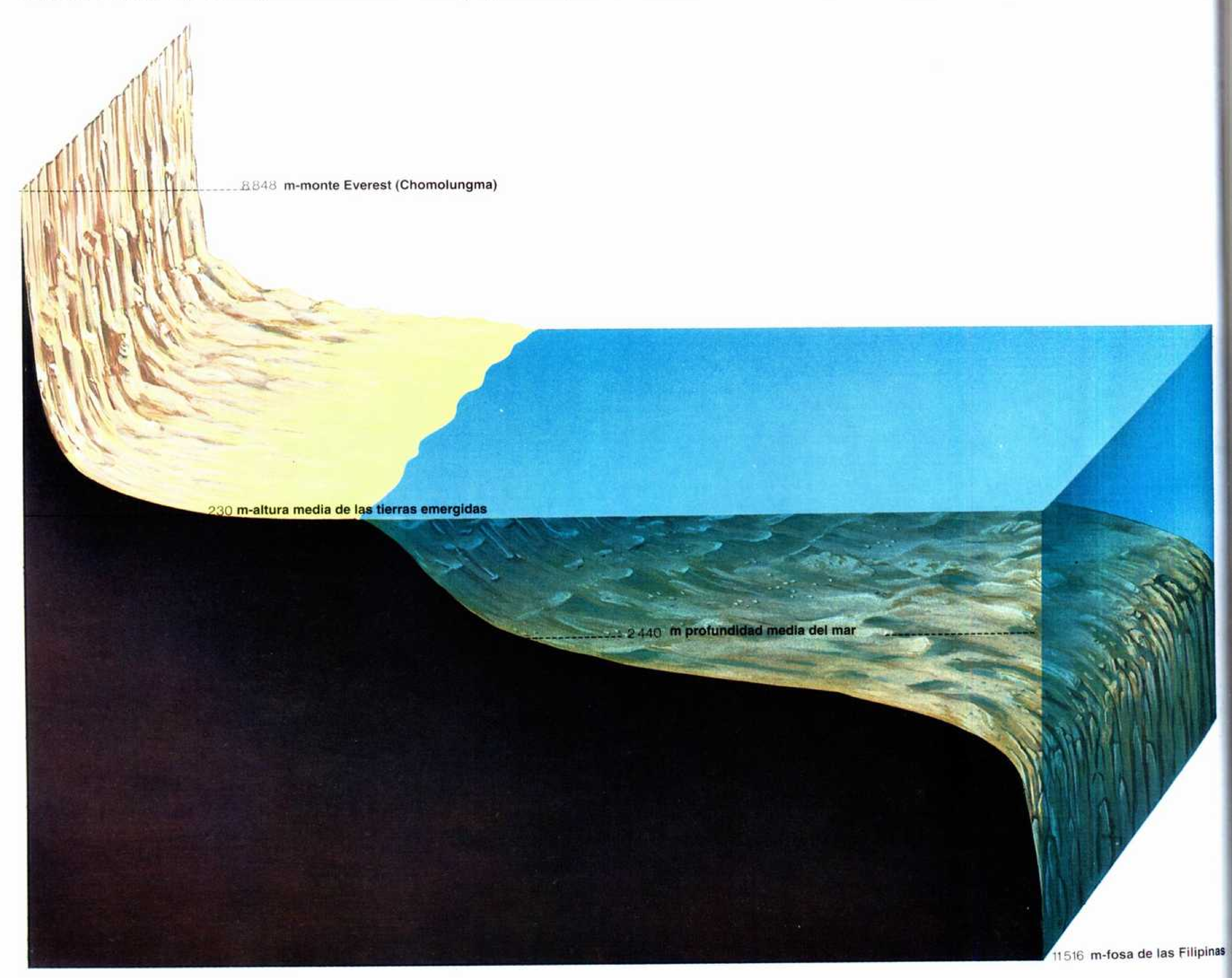
La corteza oceánica y la corteza continental

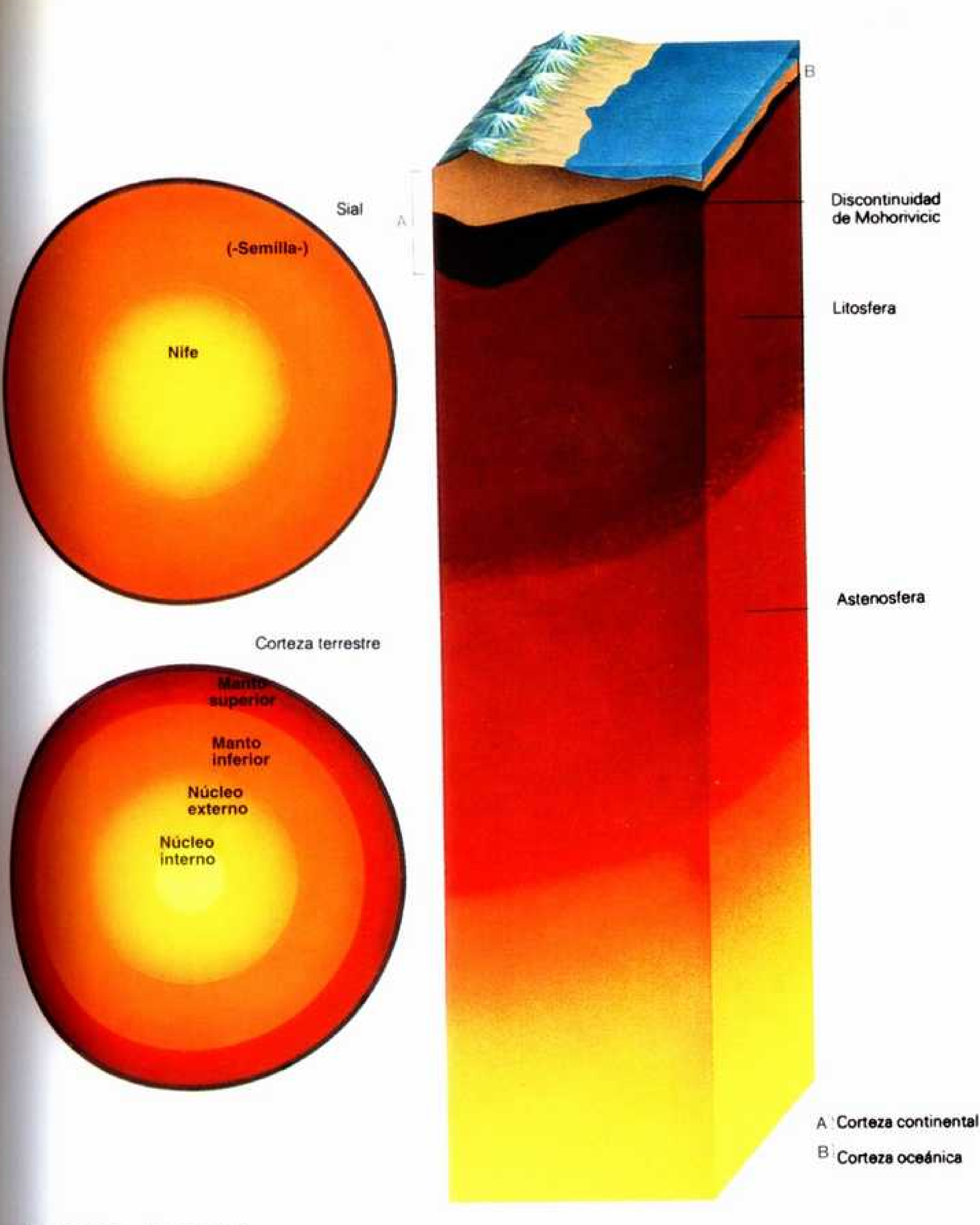
Las marcaciones oceanográficas realizadas durante el siglo XIX, en especial durante el famoso viaje del *Challenger* británico, permitieron a los científicos hacerse una idea cada vez más precisa del aspecto de los fondos marinos. A medida que progresaban los conocimientos se fue entendiendo que las cuencas oceánicas y los continentes tienen puntos en común (llanuras, cordilleras, montañas aisladas), pero que sus estructuras son muy diferentes. Las masas continentales se presentan como «grandes paquetes» cuya altura media es de 230 metros por encima del nivel del mar. Los océanos, si exceptuamos las plataformas continentales que forman parte realmente de los zócalos de los continentes, están formados por inmensas llanuras abisales de 4.700 metros de profundidad media. Estas cuencas tienen pocos accidentes; se encuentran en ellas algunos relieves aislados y unas pocas cadenas montañosas más largas; en algunas regiones tienen profundas fosas, como la de las Filipinas, con 11.516 metros.

Hacia 1900, Eduardo Suess, basándose en observaciones petrográficas, emitió la hipótesis de que la Tierra está compuesta por tres esferas concéntricas: el núcleo o nife (constituido por níquel y hierro), el manto o sima (silicio y magnesio) y la corteza o sial (silicio y aluminio).

Más recientemente, como consecuencia del estudio del trayecto de las ondas sísmicas en el interior del globo, se ha concretado esta hipótesis. La corteza terrestre que se encuentra bajo los océanos es delgada; entre 9 y 15 kilómetros. El conjunto «flota» sobre una capa de materiales de altísima temperatura: la astenosfera. El límite entre la astenosfera y la corteza terrestre se llama discontinuidad de Mohorovicic, o «Moho», nombre del geofísico yugoslavo que la descubrió.

La corteza terrestre, o litosfera, está constituida también por dos tipos de materiales: basaltos duros y rocas continentales muy espesas pero relativamente ligeras; la forma en la que se equilibran estas masas se rige por un conjunto de leyes físicas que se llama isostasia. Los geólogos observaron rápidamente que las rocas que forman los continentes son a veces muy viejas: los métodos de datación de isótopos radiactivos (uranio-plomo, rubinio-estroncio) han demostrado que algunas tienen 3.500 millones de años. Por el contrario, todos los basaltos del fondo del océano son jóvenes; no se han descubierto con más de 200 millones de años. A partir de esta constatación, los geofísicos han vislumbrado el mecanismo explicativo de la deriva de los continentes: éstos viajan con grandes placas tectónicas que son empujadas por los materiales nuevos llegados del corazón de la Tierra.







La corteza terrestre. Conocemos la estructura interna de nuestro globo gracias al registro sismográfico de las ondas sísmicas; en cada cambio de la densidad de una capa interna de la Tierra, algunas ondas son dirigidas hacia la superficie y otras refractadas hacia abajo. Arriba: tres esquemas que muestran la concepción de Edouard Suess, a principios de siglo, la concepción moderna (abajo) y el detalle de un trozo de corteza terrestre (a la derecha). En el esquema de la página anterior: la altura comparativa de los continentes y de la columna de agua oceánica. Al lado: las masas continentales, más densas que los fondos oceánicos de basalto, «flotan» sobre estos últimos excavándolos: es lo que se llama fenómeno de isostasia. Arriba, a la derecha: las rocas de Groenlandia tienen más de 3.000 millones de años.

Montaña
Granito
«Raíz» de la montaña
Basalto

Montaña
Granito
«Raíz» de la montaña
Basalto

Las dorsales oceánicas

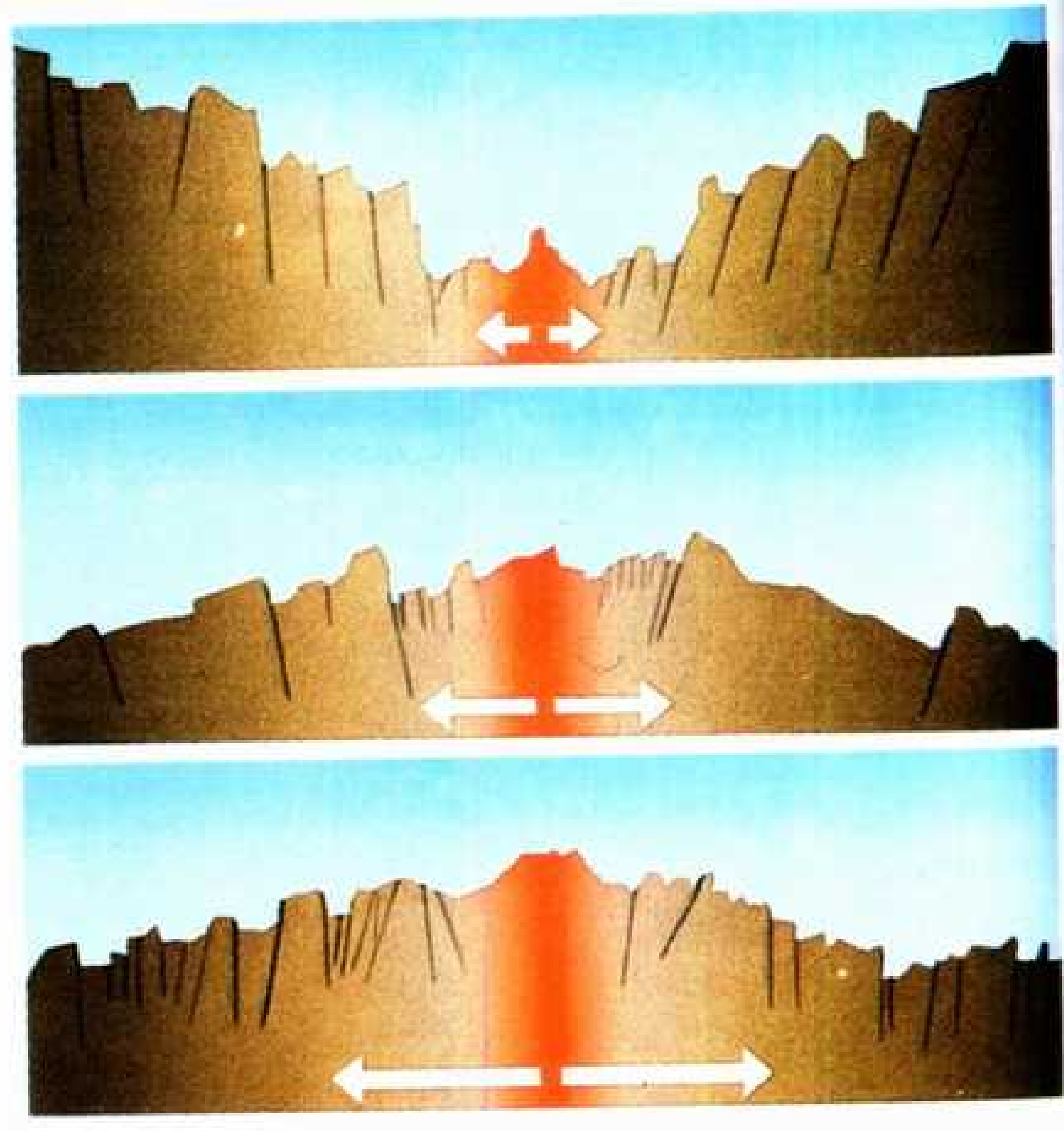
En el siglo pasado, al instalar cables telegráficos entre Europa y América, se observó que existe una cadena de montañas submarinas en medio del Atlántico. Los barcos oceanográficos hicieron numerosos muestreos en el Atlántico norte y en el Atlántico sur; en todas las latitudes volvieron a encontrarse con este relieve. El primer estudio completo de lo que se llamaría dorsal medio-atlántica fue obra de la expedición alemana del *Meteor,* en 1927, que utilizó además por primera vez las técnicas de la ecosonda. Al año siguiente, el austriaco Leo Kober, profesor de geología de la Universidad de Viena, publicó un mapa del mundo en el que figuraba la dorsal medio-atlántica, que él prolongaba en el océano Indico, el mar Rojo y el océano Pacífico.

La gran dorsal medio-oceánica, que corre efectivamente por todos los océanos del mundo, apasionó rápidamente a los científicos. Después de la primera guerra mundial, Vening Meinesz, usando un submarino, encontró en ella anomalías gravimétricas. En Cambridge, Edward Bullard puso a punto una sonda de alta mar sobre la que adaptó un aparato de medición del flujo de calor que atraviesa las rocas del suelo del océano. Descubrió que el valor medio del flujo calorífico es más o menos de una microcaloría por centímetro cuadrado y por segundo. En las cercanías de la dorsal medio-oceánica, las cifras alcanzadas son entre cinco y diez veces superiores.

En los años cincuenta, los progresos de la ecosonda permitieron detallar la estructura de la dorsal. Se trata en realidad de una falla, de una fisura, o mejor aún, de una sucesión de grietas en la corteza terrestre. Esta apertura, por la que sube el magma, se prolonga a veces en tierra firme; por ejemplo, la dorsal que divide longitudinalmente al mar Rojo continúa en el Afar etiópico y en la gran fosa del este africano. Algunas partes de este sistema volcánico mundial están dormidas, mientras que otras son extremadamente activas. La dorsal medio-atlántica es casi siempre hiperactiva, en especial cerca de Islandia, de las Azores y de Tristán da Cunha. La dorsal del mar Rojo es igualmente muy productiva, pero la dorsal del Pacífico permanece en calma (menos en las cercanías de América Central y de California, donde se prolonga por la famosa falla de San Andrés).

Hace tiempo que se conocen los volcanes emergidos de la dorsal medio-oceánica (en primer lugar, los de Islandia, Azores, y Tristán da Cunha). Pero las primeras fotografías de los volcanes sumergidos datan tan sólo del principio de los sesenta; fueron tomadas por el equipo del *Calypso,* gracias a los famosos trineos fotográficos de las profundidades, los *troikas.* Más recientemente, en los años setenta, las mismas lavas características (llamadas «en almohada») fueron reestudiadas por los científicos de la expedición franco-americana conocida por las siglas FAMOUS.

Las lavas en almohada (en las obras de algunos autores se llaman «en cojín») se presentan en forma de masas redondeadas, de contornos muy suaves; se forman cuando un magma muy líquido se enfría repentinamente en el mar.





La dorsal medio-oceánica y la expansión de los fondos. *El mapa adjunto muestra el trayecto de la gran dorsal que corre por todos los océanos. Es en sus fallas donde los nuevos materiales, llegados del manto superior de la Tierra (astenosfera), salen a la superficie y provocan la deriva de los continentes. La velocidad de expansión no es la misma en todos los lugares, sino variable. En el esquema, de arriba abajo: un aspecto de la dorsal medio-atlántica (velocidad de expansión: 2 cm por año), de la fosa de las Galápagos (7 cm por año) y del saliente del Pacífico oriental (15 cm por año). El aspecto de los alrededores inmediatos de la dorsal cambia con la velocidad de la expansión: cuando es moderada, se observa una sucesión de ondas; por el contrario, si se acelera, vemos aparecer auténticos caos basálticos.*

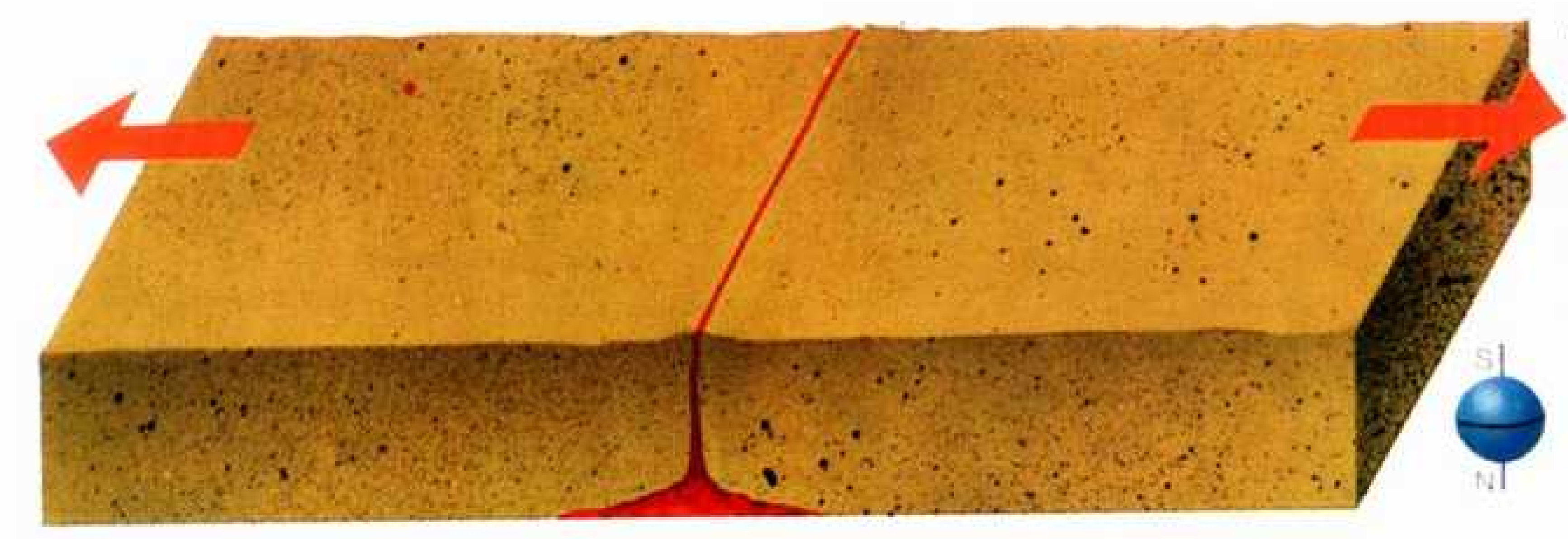
Todos estos descubrimientos confirmaron lo que ya se sabía: la dorsal medio-oceánica constituye realmente un conjunto de fisuras por el cual el material magmático surge del manto superior de la Tierra y alcanza la superficie. Sin embargo, los fenómenos que afectan a la dorsal no son idénticos en todos los puntos de este relieve. En el mar Rojo, el calor que sube del corazón del globo permite la existencia de manantiales submarinos hipersalados y calientes. Estas fuentes son ricas en minerales. Manantiales similares han sido descubiertos recientemente cerca de las islas Galápagos; no sólo se caracterizan por su abundancia en sales disueltas, sino porque hacen vivir a una sorprendente fauna abisal cuyo primer eslabón ecológico está constituido por microorganismos quimótrofos (capaces de sintetizar sus constituyentes no a partir de la energía luminosa, sino a partir de la energía química que contienen los enlaces intramoleculares de las sales). Hay que recalcar que un minerólogo alemán, Albert Maucher, había escrito que los manantiales hipersalados tenían que existir necesariamente, y esto mucho antes de que se descubrieran.

Para apoyar su idea se basaba en el hecho de que aparecen en las tierras sedimentarias actualmente emergidas sedimentos metalíferos que no podríamos explicar de otra manera.

Las huellas magnéticas

Los científicos se benefician a menudo de las investigaciones realizadas con fines bélicos. Fue el caso de los geofísicos después del último conflicto mundial; tuvieron a su disposición el sonar y el magnetómetro de saturación. Este último, puesto a punto (como el sonar) para localizar a los submarinos enemigos sumergidos, permite detectar ínfimas modificaciones locales del campo magnético terrestre. Los oceanógrafos lo utilizaron casi inmediatamente para medir las anomalías magnéticas de los fondos marinos; bastaba para ello colocarlo en el extremo de una sonda. Las primeras medidas sistemáticas de este tipo se realizaron en el Atlántico. Al comparar los datos obtenidos se observó en seguida que los basaltos del fondo de este océano se organizan en bandas casi paralelas a ambos lados de la dorsal medio-oceánica. Las franjas más alejadas de la misma son las más antiguas; las más cercanas, las más recientes. Además se observa en estas mediciones de magnetismo residual que el campo terrestre se ha invertido varias veces desde el Paleozoico. Los basaltos se imantan gracias a sus inclusiones de sales o de óxidos de hierro; pero sólo lo hacen al enfriarse, ya que por encima de una cierta temperatura (llamada «punto de Curie») pierden toda imantación. La existencia de este fenómeno es muy valiosa; gracias a él, las bandas sucesivas de materiales escapados del manto terrestre por las fisuras de la dorsal medio-oceánica son como los anillos de crecimiento de los árboles. Se utilizan para reconstruir grandes porciones de la historia de nuestro globo. Los fenómenos geológicos parecen extremadamente lentos con respecto a nuestra escala de tiempo; cada banda basáltica corresponde a varios millones de años. Al examinar los resultados obtenidos por las mediciones con el magnetómetro de saturación, los geofísicos que estudiaban este tema se dieron cuenta de que los estratos correspondientes a ambos lados de la dorsal tienen las mismas características magnéticas. La lava recién salida de las fisuras de la dorsal no cesa de empujar a los basaltos más antiguos.

El fondo del océano se renueva sin cesar (razón por la que no se han hallado regiones más antiguas que los zócalos graníticos continentales). Los continentes, por su parte, son movidos por los materiales que ascienden del manto del globo: así, el bloque eurasiático y africano se separa cada vez más del bloque formado por las dos Américas. La velocidad de alejamiento es de unos pocos centímetros por siglo; sin embargo, basta para abrir en unos centenares de millones de años un océano tan ancho como el Atlántico actual.

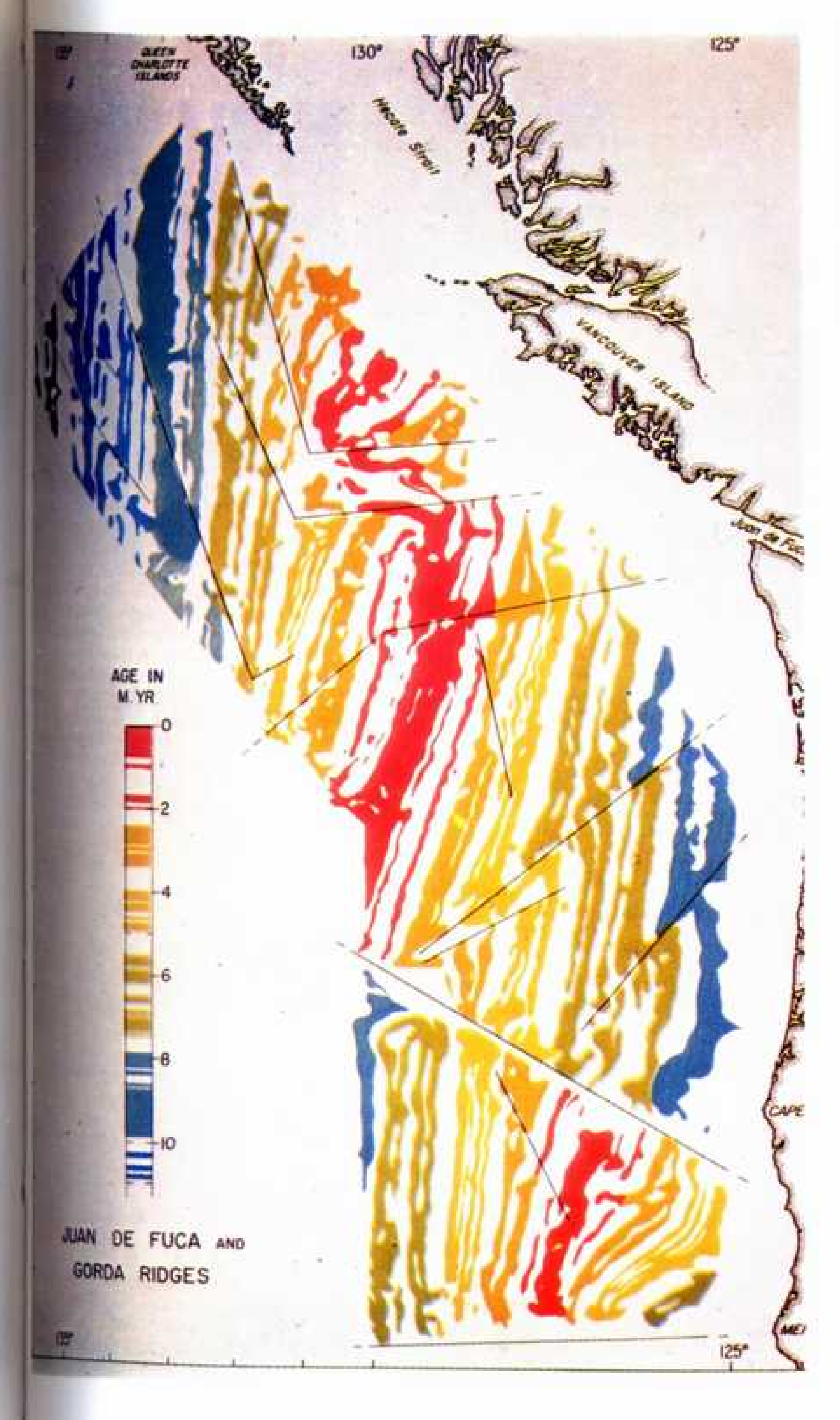


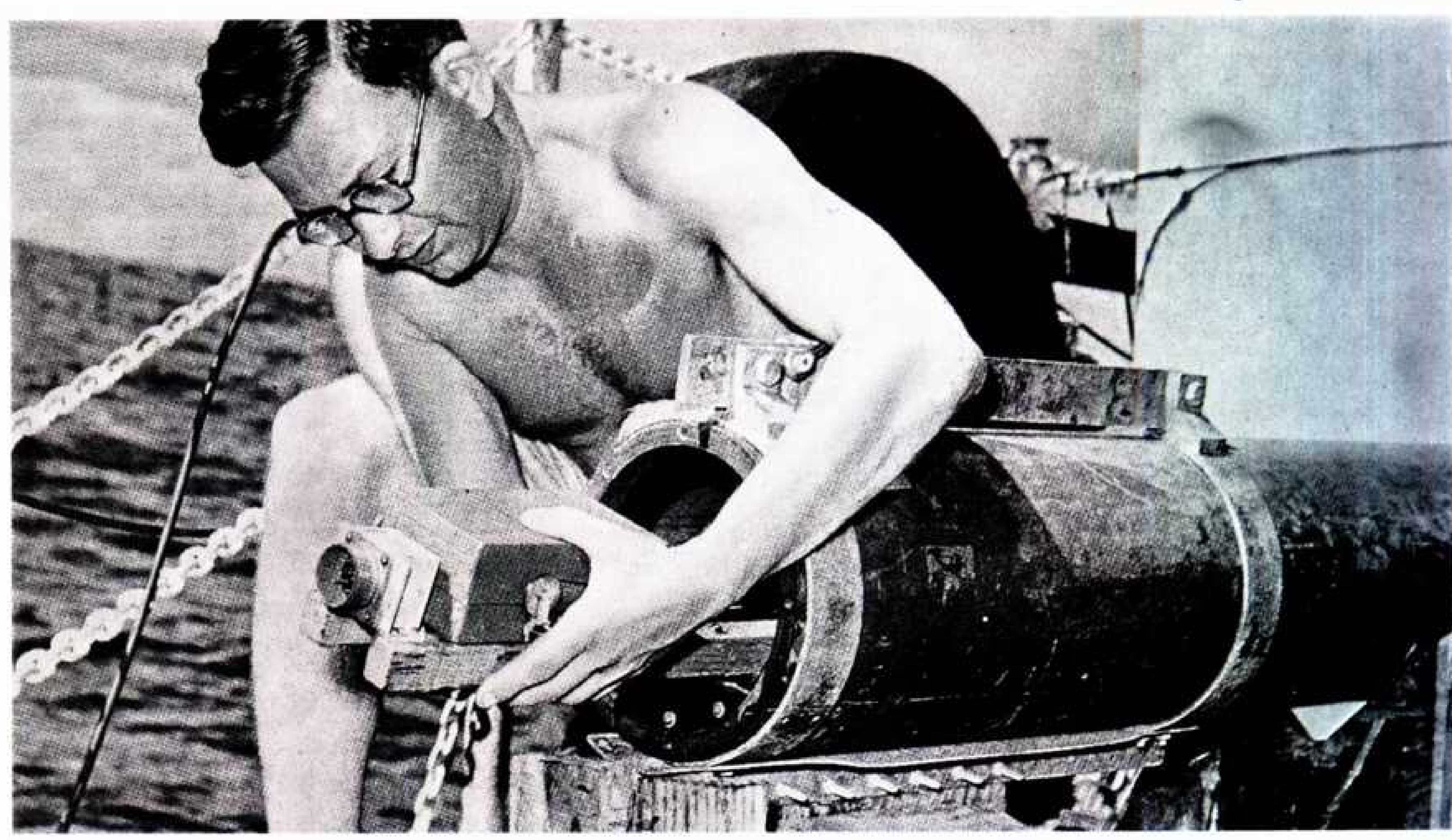





Las anomalías magnéticas. *Fue al estudiar ciertas anomalías magnéticas de la corteza oceánica cuando los geofísicos elaboraron la teoría de la tectónica de placas. La dorsal medio-oceánica vomita materiales magmáticos que se disponen a ambos lados de su eje. Para demostrar que este fenómeno acontece realmente, los científicos se han basado en la siguiente prueba: al enfriarse, las lavas basálticas (que contienen óxidos de hierro) adquieren una imantación que depende de la dirección del campo magnético terrestre. Se ha demostrado que éste se ha invertido varias veces en el transcurso de los tiempos geológicos. Como las sucesivas bandas de basalto llevan «huellas magnéticas» de diferente polaridad, han sido efectivamente emitidas unas después de otras.*







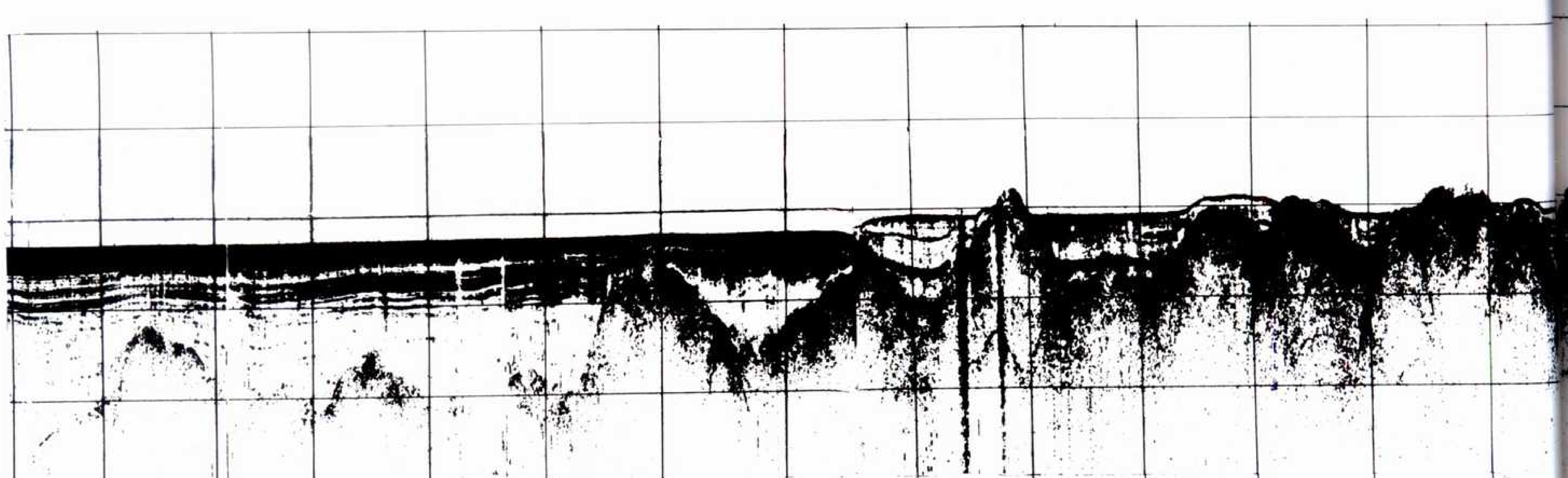
Las estrías de crecimiento del suelo oceánico. *Explicación del esquema de la página de la izquierda: las bandas azules designan las extrusiones magnéticas en el sentido sur-norte, y las bandas amarillas, las que están magnetizadas en la dirección opuesta. Aquí a la izquierda; el perfil magnético de la dorsal de Juan da Roca, al suroeste de la isla de Vancuver. Arriba: un magnetómetro y su «sirviente». Abajo: esquema de la ilustración general de la teoría de expansión de los fondos.*

La edad de los fondos

Las técnicas modernas de ecosondeo permiten obtener marcaciones continuas de los fondos. Los oceanógrafos trazan múltiples perfiles del suelo oceánico. La dorsal medio-oceánica se presenta como una profunda fisura, a ambos lados de la cual se levanta una serie de crestas. Las capas de basalto vomitadas por los volcanes submarinos se extienden una tras otra, paralelamente al eje de la dorsal. El americano Maurice Ewing, que fue el primero en observar esta configuración característica, vio en ella una prueba directa de la continua expansión del fondo oceánico.

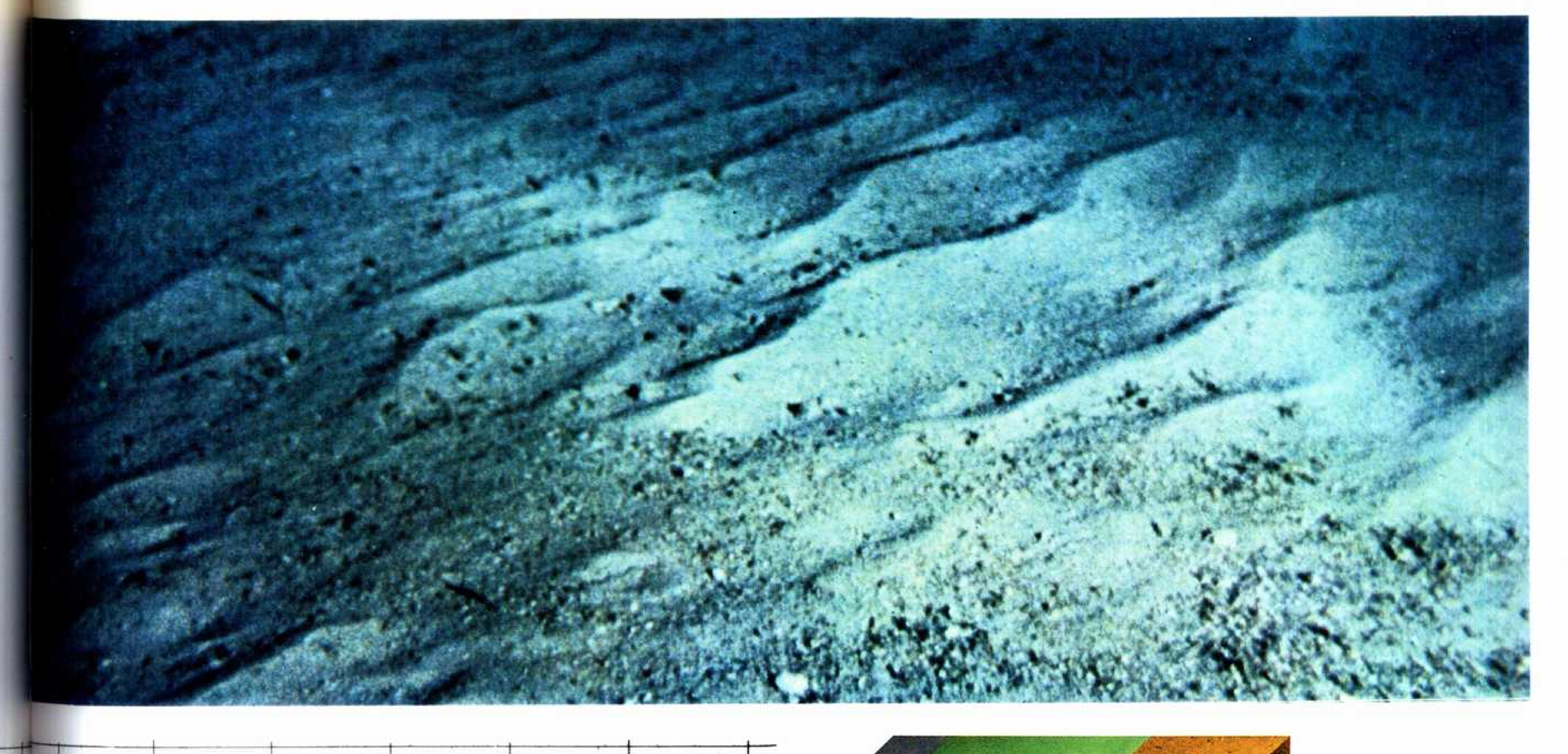


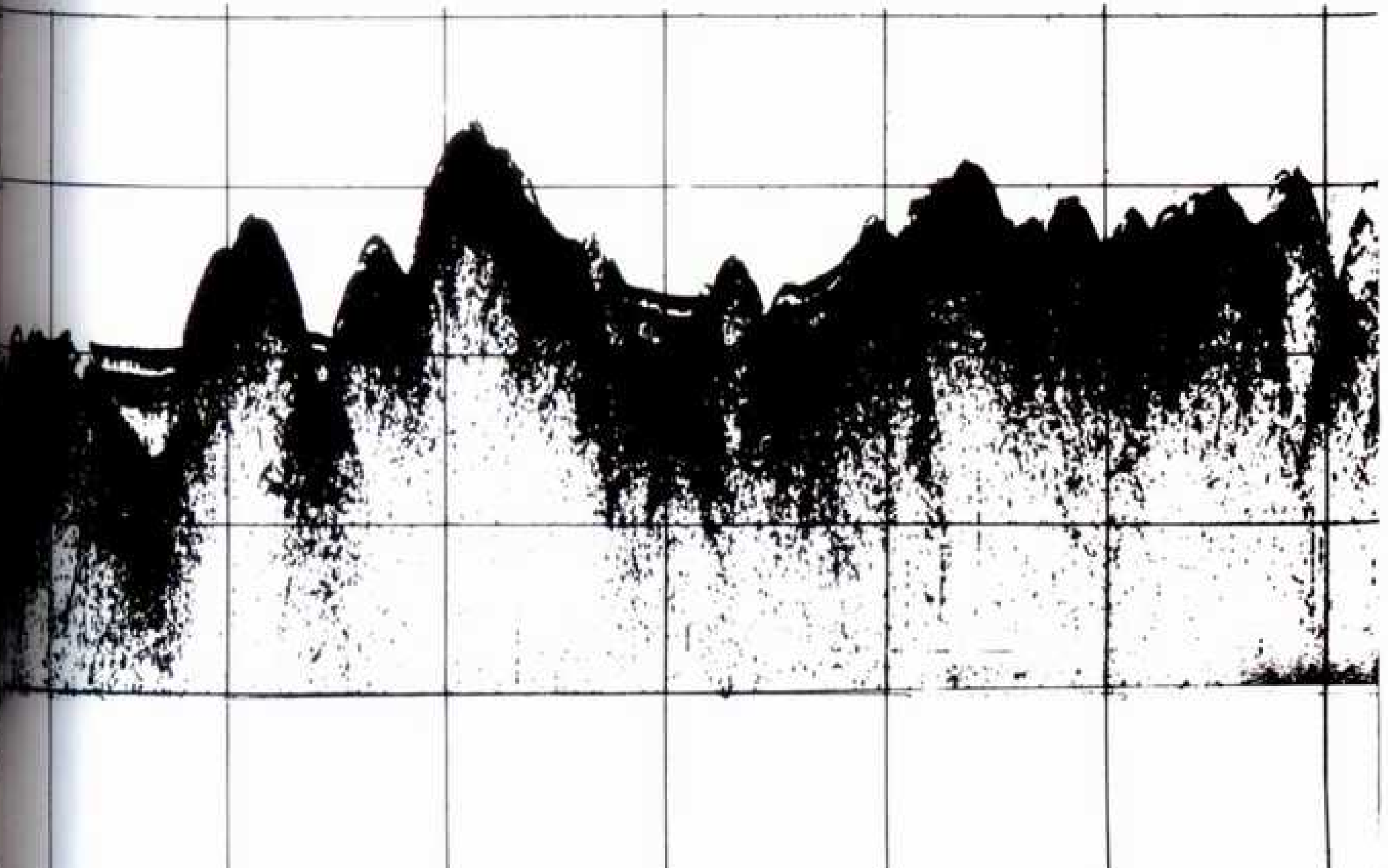
La concepción moderna del destino de los fondos marinos nació probablemente en la mente de Harry Hess, investigador que había colaborado con Vening Meinesz durante la primera gran exploración submarina de la cuenca del Caribe, y que había dirigido numerosas campañas de ecosondeos. Una noche, en Princeton, en casa de Hess, la conversación versaba sobre el problema de cómo se podría interpretar, en términos físicos (termodinámica), la teoría de la deriva de los continentes. Hess declaró que la respuesta estaba en los materiales en fusión del manto superior de la Tierra (astenosfera). Sugirió que había que excavar un pozo lo suficientemente profundo como para atravesar la corteza terrestre; de esta manera, la perforación alcanzaría la discontinuidad de Mohorovicic, es decir, el principio de la astenosfera. Se llama este proyecto *Mohole* (agujero hasta el moho). En seguida se hizo evidente que no se podría perforar un pozo de este tipo en la corteza continental, cuyo espesor es de varias decenas de kilómetros. El único punto posible era el fondo del océano, donde la capa de basalto a veces no supera los nueve kilómetros de espesor. Los estudios preliminares del proyecto *Mohole* fueron llevados a cabo por el equipo del barco americano *Glomar-Challenger*, en el marco del proyecto de perforación en mares profundos (Deep Sea Drilling Project). Las campañas del *Glomar-Challenger*, en la mayor parte de los océanos del mundo, han hecho progresar considerablemente los conocimientos que tenemos del subsuelo del océano. Pero en el momento en que se impriman estas líneas, al proyecto *Mohole* le faltará aún mucho tiempo para ser realizado. ¿Lo será realmente algún día?

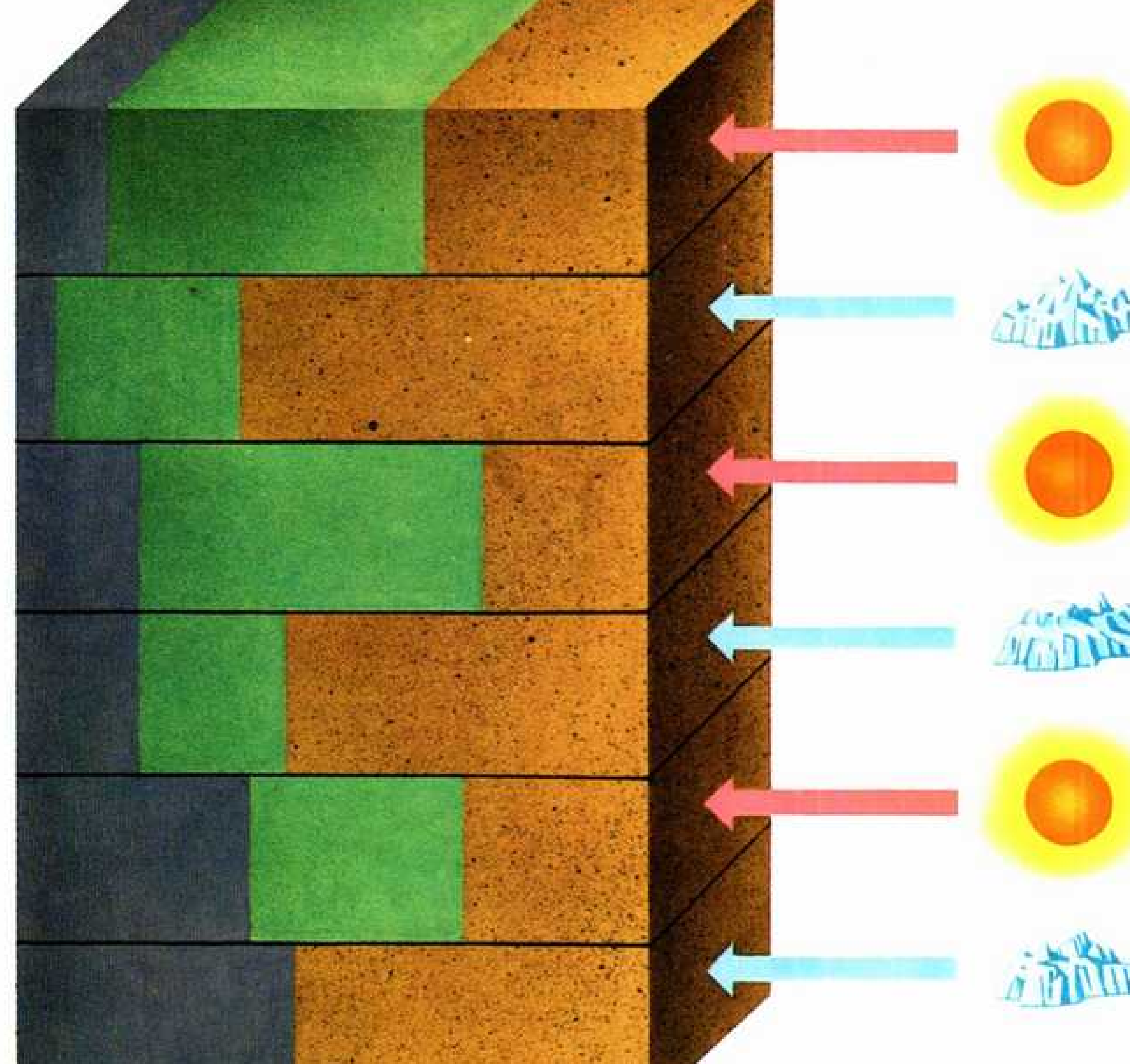


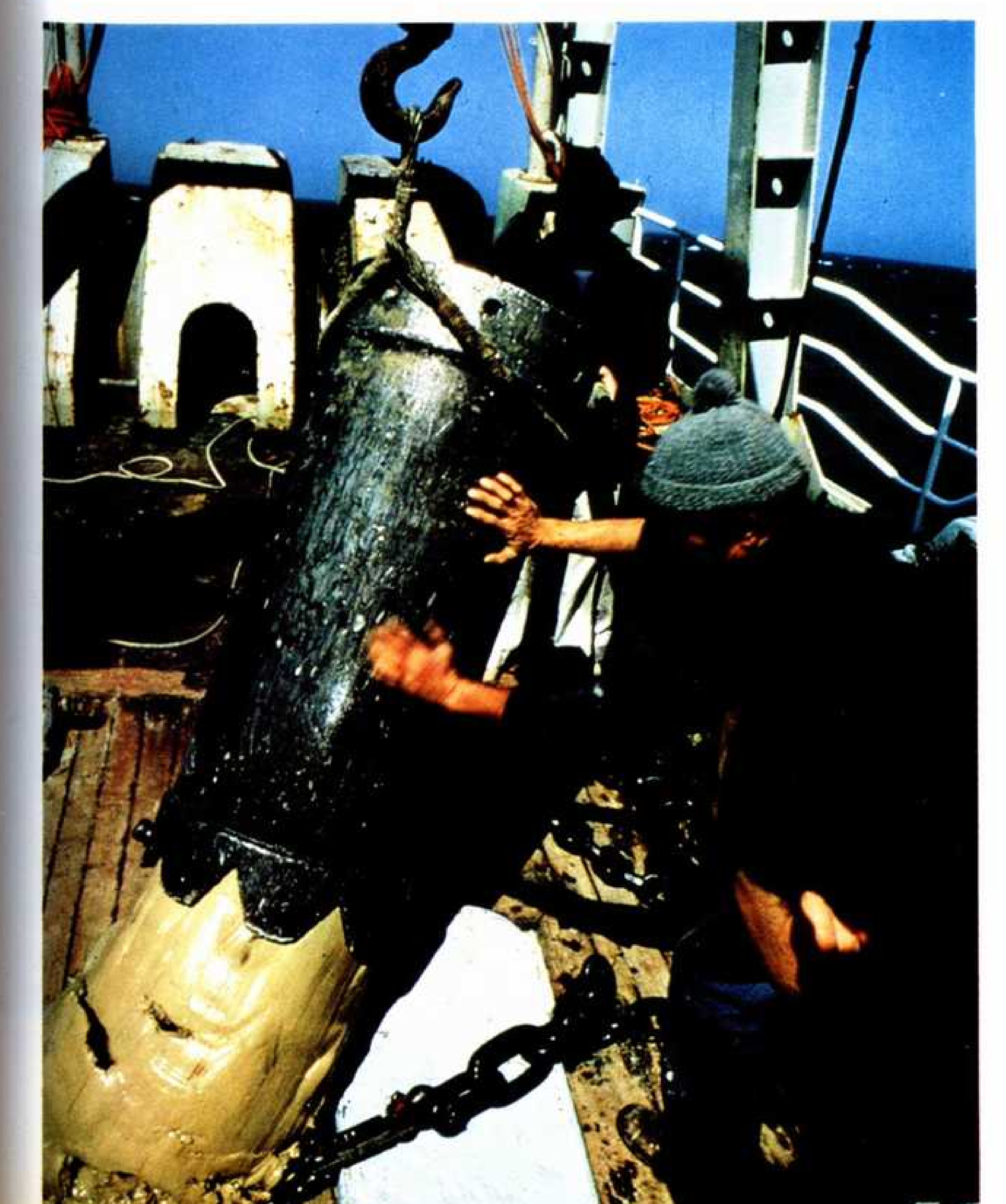
Todavía no tenemos pruebas directas de la deriva de los continentes, salvo las fotografías de las lavas en cojín en el fondo cercano a las Azores. Por el contrario, las pruebas indirectas son numerosas y convincentes. Los geofísicos han reconstituido el panorama completo de la historia de los océanos desde hace 200 millones de años (la edad de las rocas más antiguas del fondo del mar). Los datos del paleomagnetismo, de los análisis químicos, del estudio de los isótopos radiactivos (radiodatación) y de la paleontología han sido comparados y combinados. De esta manera se ha conseguido tener una idea de la edad y del destino de las zonas estudiadas. Los resultados obtenidos mediante la combinación de varios métodos tienen una gran precisión. Por ejemplo: es hacia el final del Eoceno, hace 40 millones de años, cuando Australia se separó del continente Antártico; se instaló entonces por primera vez una corriente circunantártica. Esta corriente tuvo como consecuencia directa el descenso notable de la temperatura del globo; tenemos testimonios de este enfriamiento en los muestreos de sedimentos realizados por el *Glomar-Challenger*.

Mientras que se forman algunos océanos, otros desaparecen. El Atlántico está en fase de expansión, su dorsal medio-oceánica es muy activa y sigue vomitando materiales volcánicos, razón por la cual las dos Américas se alejan de Eurasia y de Africa. El Pacífico, por el contrario, estaría más bien en fase de regresión. Por su parte, el mar Rojo quizá constituye de alguna forma la imagen de lo que fue el Atlántico hace decenas de millones de años; se está ensanchando ¿Será tal vez un gran océano al cabo de un centenar de millones de años?









El estudio de los sedimentos. *Los sedimentos depositados sobre los fondos marinos no tienen una distribución uniforme. Muy cerca de la dorsal (página de la izquierda, arriba) son inexistentes. Al alejarnos, adquieren mayor espesor (fotografía de esta página, arriba). El perfil sísmico de estas dos páginas da una buena idea de la forma en que transcurren las cosas. Los muestreos sedimentarios (a la izquierda) permiten recomponer la historia de las acumulaciones. Cada capa del depósito contiene restos de animales y plantas que posibilitan su datación a los investigadores de estos temas; además, estos fósiles caracterizan los períodos cálidos y fríos, de tal manera que permiten a los estudiosos reconstruir la historia climática de la Tierra (esquemas de arriba).*

Las placas y sus confines



LA hipótesis de la tectónica de placas es muy lógica. Cuando se tuvo la seguridad de que la dorsal medio-oceánica mundial, con sus ramificaciones continentales e insulares, constituye una zona de ascensión del magma de la corteza terrestre, hubo que averiguar de qué forma las ganancias en materiales de la litosfera eran compensadas por las pérdidas. Si llegan anualmente a la superficie millones de toneladas de basaltos, un número similar de millones de toneladas tienen que volver al manto de nuestro planeta, porque si no, se hincharía como un globo.

Al estudiar, por una parte, el trazado de la dorsal medio-oceánica y, por otra, el planeta se llegó a la conclusión de que la corteza terrestre no está hecha de un solo pedazo, sino que, por el contrario, se parece a un *patchwork*. Comprende una docena de grandes placas que se mueven con independencia las unas con respecto a las otras, como hielos flotantes en un mar movido por corrientes contrarias. Algunas se alejan, otras se acercan. Cuando topan pueden chocar frontalmente, pero también ocurre que una se desliza bajo la otra. Cualquier combinación es posible.

Los terremotos no tienen todos la misma intensidad, y su región de nacimiento (hipocentro) puede ser más o menos profunda. Se comprendían mal estas diferen-

Katmai
Novarupta
Lass
Fuji-Yama
Aso
Mauna Loa
Kilauea
Taal
Mayon
PLACA PACIFICA
Krakatoa
Kelut
Tambora
PLACA INDO-AUSTRALIANA
PLACA ANTARTICA

Corteza continental
Corteza oceánica
Terremotos
Dorsal medio-oceánica
Zona de subducción
Zona de colisión intracontinental
Probable frontera de placas
Volcanes
Regiones de géiseres
Sentido de desplazamiento de las placas





Los fenómenos sísmicos. *Las regiones muy sísmicas se encuentran en la frontera entre las placas tectónicas (gran mapa de abajo). Sin embargo, otras zonas pueden verse afectadas por terremotos: las que están situadas sobre fracturas de la corteza terrestre. Las dos fotografías de al lado, tomadas durante el seísmo de Anchorage, Alaska, en 1964, pueden proporcionarnos una idea de la potencia de estos fenómenos tectónicos.*

Beerenberg
Hekla
Eldfjell
Surtsey
PLACA EURASIATICA
PLACA NORTEAMERICANA
Fayal
Stromboli
Vulcano
Etna
Vesuvio
Thera
Tenerife
M. Pelée
PLACA AFRICANA
Suswa
PLACA NAZCA
PLACA SUDAMERICANA
Tristan da Cunha
Villarrica
PLACA ANTARTICA



El destino de California. *Una de las regiones más inestables del planeta es también una de las más ricas: California. Está cortada por la falla de San Andrés, que constituye una prolongación directa de la dorsal medio-pacífica. Esta falla tiende a transformar en isla a la península de California y a la región meridional de la California norteamericana. Arriba: esquema de la evolución probable de esta zona.*

cias. A la luz de la tectónica de placas se conciben perfectamente. En las zonas de separación de las placas, es decir, en las cercanías de la dorsal medio-oceánica y de sus prolongaciones continentales, los seísmos son de poca potencia (menos de 5 en la escala internacional de Richter), corresponden a ajustes de materiales y dan lugar a fallas de modesta amplitud. Pero en los lugares en los que las placas se juntan no ocurre lo mismo.

Si dos unidades tectónicas chocan frontalmente, provocan la formación de una cadena montañosa; es lo que ocurrió con el Himalaya, que nació de la colisión entre la placa indoaustraliana y la placa eurasiática; aquí, los terremotos, aun siendo superficiales, tienen una potencia verdaderamente colosal.

Si una de las placas se hunde bajo otra, nos encontramos en una región llamada de subducción.

En general, la placa superior da lugar a una cadena montañosa estrecha y alargada (por ejemplo, la cordillera de los Andes), mientras que la placa inferior se hunde con un ángulo de 45° hacia las entrañas de la Tierra. Al descender provoca terremotos profundos, cuyos centros de desencadenamiento están situados algunas veces a 700 kilómetros por debajo de la superficie.

Los seísmos de este tipo tienen una enorme magnitud, pero, debido a la localización de sus hipocentros, son a menudo menos mortíferos que los que resultan del choque directo de las placas.

Las zonas de subducción están situadas en el océano, al igual que las zonas de surgimiento de la lava basáltica. Corresponden a las grandes fosas. Se encuentran especialmente en el conjunto del límite occidental del océano Pacífico, a lo largo de América Central y de América del Sur, y en la franja occidental del archipiélago indonesio.

La falla de San Andrés. *La fotografía de infrarrojos tomada desde satélite muestra la parte septentrional de la falla de San Andrés, que termina en la bahía de San Francisco. A la izquierda: una fotografía aérea de la misma región; las flechas indican la dirección de las fuerzas de tracción engendradas por la separación de las placas tectónicas vecinas. En esta página, abajo, a la izquierda: las flechas indican aquí las tensiones de fractura.*

Abajo: diversos efectos del juego de la falla. Arriba: una simple torsión de un oleoducto. En medio, una acera rota. Abajo: los efectos de un seísmo de potencia 6,6 en la escala Richter, acaecido en 1971. El gran terremoto de San Francisco, en 1906, fue de 8,25 y provocó más de 400 muertos. Como las circunstancias geológicas siguen siendo las mismas, hay grandes probabilidades de que ocurra otro seísmo de intensidad comparable.







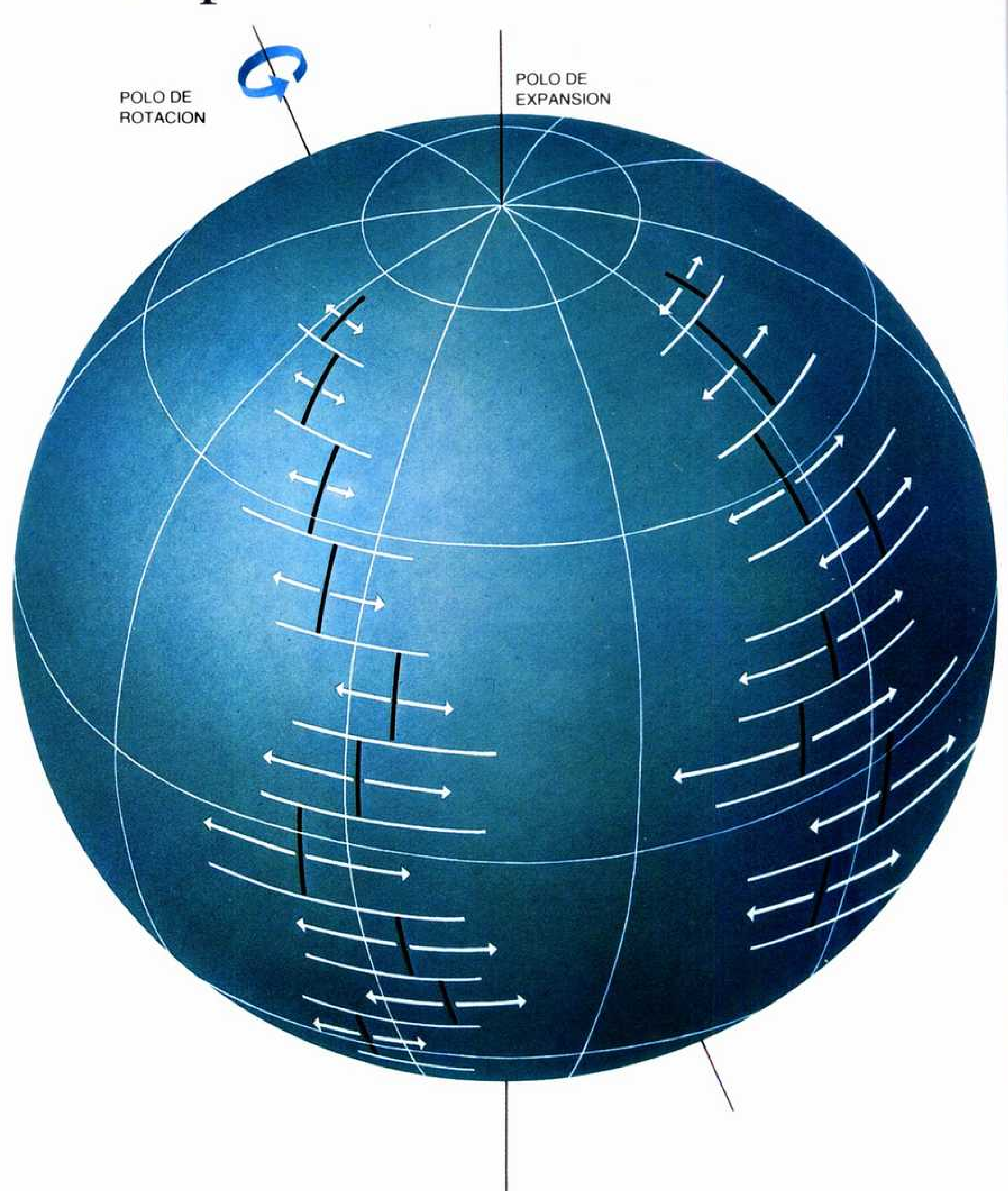


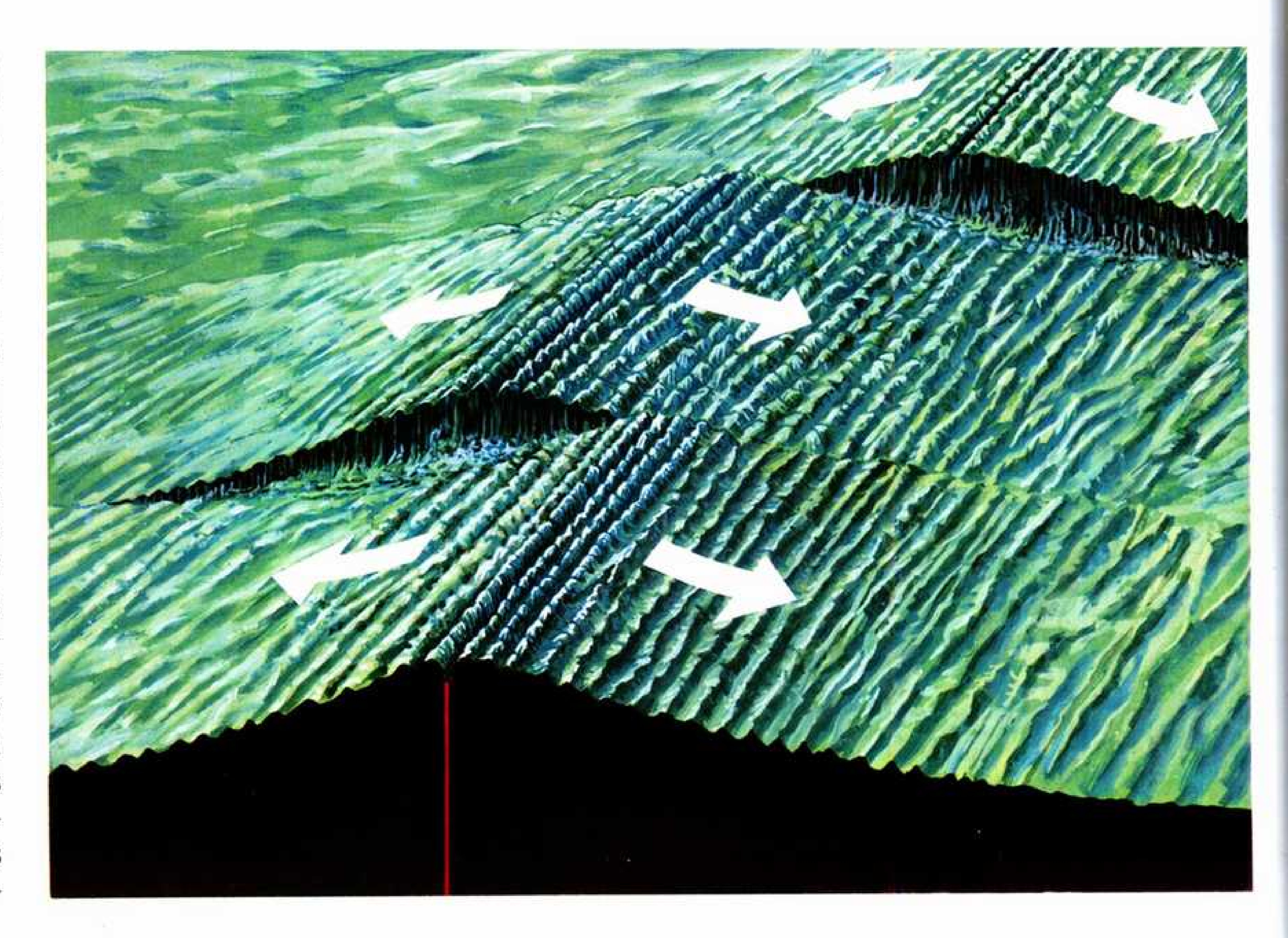
Los movimientos de las placas

La corteza terrestre se divide, por tanto, en placas yuxtapuestas, cuyo complejo movimiento es el origen de la deriva de los continentes, de la aparición de las montañas, del vulcanismo, de los seísmos y de la existencia de las fosas oceánicas.

Sin embargo, las fuerzas que entran en juego, y sus puntos de aplicación, siguen siendo difíciles de precisar. Los aparatos de medición de que disponemos son todavía incapaces de tener en cuenta la infinidad de parámetros existentes. Por ejemplo, utilizamos planisferios por la comodidad de la representación, y discurrimos como si las placas se movieran en un plano. Es, evidentemente, una aproximación abusiva. Los trozos de corteza terrestre se mueven en una superficie esférica, y sus movimientos necesitan una geometría tridimensional para ser descritos con precisión. Fue el astrónomo y matemático suizo Leonhard Euler el que sentó las bases de la interpretación general del movimiento de un cuerpo en la superficie de una esfera. Demostró que estos desplazamientos pueden ser asimilados siempre a rotaciones alrededor de un eje que pasa por el centro de la esfera. Las migraciones de las placas de la litosfera responden a este esquema. Podemos definir para varias de ellas polos de rotación precisos; la velocidad de desplazamiento es casi nula en la cercanía de estos polos; por el contrario, es máxima en su «ecuador». Como la mayoría de los polos de rotación parecen estar situados en las altas latitudes geográficas, ocurre que los fenómenos tectónicos presentan en general mayor amplitud en latitudes bajas; esta regla tiene, sin embargo, sus excepciones.

La gran dificultad no reside tanto en la descripción matemática de la trayectoria de las placas (aunque no es nada sencilla), sino en la explicación del propio mecanismo que preside su incesante migración. Algunos geofísicos han atribuido la causa de este fenómeno al hecho de que la Tierra, al igual que los demás cuerpos celestes, gira alrededor de su eje, y a que la velocidad de esta rotación no es evidentemente la misma en los polos (donde es nula) que en el ecuador, donde alcanza 40.000 kilómetros por día, es decir, unos 1.666 kilómetros por hora. Nuestro globo no es un sólido homogéneo, sino que, por el contrario, está compuesto por capas concéntricas perfectamente individualizadas que se mueven independientemente. La Tierra gira de oeste a este; se produce, por lo tanto, en el ecuador una fuerza de torsión que hace que las capas de materiales deriven en sentido contrario, hacia el oeste. Esto ocurre con todos los fluidos de la superficie de nuestro pla-





neta (el aire de la atmósfera y el agua de los océanos); en cierta medida es igualmente válido para la corteza terrestre, que no es un fluido, pero que flota en la superficie de rocas plásticas a temperatura muy elevada. Por supuesto, estos fenómenos son mucho más lentos en la corteza terrestre que en los fluidos que la cubren. Pero, a pesar de esta lentitud, podemos observar los efectos de la fuerza de Coriolis. La trayectoria de los objetos en movimiento en la superficie del globo es desviada hacia la izquierda o la derecha, según nos encontremos en el hemisferio Norte o en el Sur; esto es válido también para los continentes a la deriva.

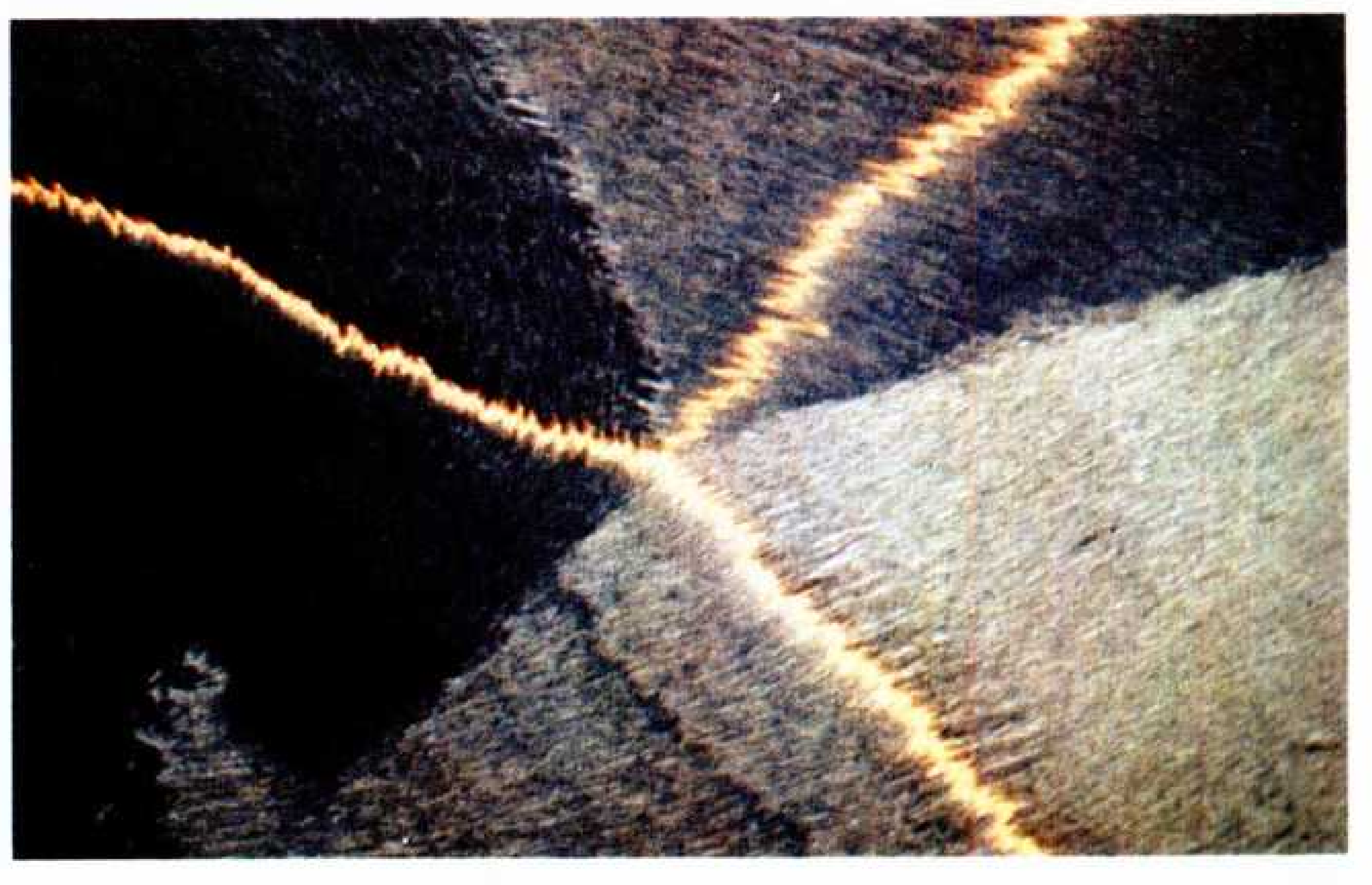
Alfred Wegener avanzó argumentos similares a los que acabamos de describir cuando intentó exponer los mecanismos de la deriva de los continentes. Apoyó su tesis en una serie de soprendentes observaciones. ¿Por qué se encuentran las tres cuartas partes de las tierras emergidas en el hemisferio Norte? ¿Por qué la deriva continental se dirige tanto en el hemisferio Norte como en el Sur hacia el ecuador, como si hubiera «huida de polos» *(Polfluch)*?

Son preguntas pertinentes. Pero los esquemas explicativos que se basan solamente en las fuerzas de tensión nacidas de la rotación terrestre (y en la fuerza de Coriolis que deriva de ella) han sido criticados por los geofísicos modernos. Aunque estas fuerzas son una explicación lógica para la dinámica de los fluidos superficiales, son demasiado débiles para determinar por sí solas el movimiento de las placas de la corteza del planeta. La rotación de nuestro globo interviene en el destino de cada placa a la deriva, pero no es la causa de su activación. Hay que buscarla en otros campos, en la propia dinámica de los materiales que constituyen nuestro planeta, y en especial en la del manto terrestre. Los investigadores están centrando su atención en el estudio de este problema.









Los corrimientos de los fondos. *Las dorsales oceánicas presentan una serie de fracturas transversales oblicuas o perpendiculares, que interrumpen su trazado rectilíneo (en trazos blancos en el dibujo de la página anterior, arriba). Estos fenómenos se deben al hecho de que las dorsales trabajan en función de un polo de rotación que no coincide con el polo geográfico. Las fuerzas de expansión son más intensas en el ecuador que en las altas latitudes. Las fallas que cortan la dorsal (esquema de la izquierda, abajo) son llamadas transformantes. Los geofísicos pueden hacerse una idea más concreta del fenómeno observando las lavas muy líquidas del Kilauea (Hawai). Las «placas» de lavas como las de las fotografías de esta página tienen fronteras, algunas de las cuales se expanden, mientras que otras se afrontan (arriba, a la derecha). A veces se encuentran cuatro placas (en medio, a la derecha) o se presenta un «punto triple» (abajo, a la derecha).*

Las miniplacas y los minicontinentes

CUANDO un antiguo continente se desgarra al avanzar, engendra un número más o menos importante de fragmentos: algunos son de tamaño reducido y siguen trayectorias extrañas. Podemos tener una idea bastante exacta de este fenómeno al imaginarnos el deshielo en un río turbulento. Grandes trozos se desprenden, se fragmentan, se juntan, chocan; mientras tanto, los trocitos giran locamente; algunos son apresados por los grandes, otros se alejan de ellos.

Las mayores placas de la corteza terrestre atraen un gran número de pequeñas unidades tectónicas a su ballet. Estas son aisladas por las fallas, que las individualizan y modifican sin cesar. La península de California, por ejemplo, se separa progresivamente del continente norteamericano; la falla de San Andrés tiende a transformarla en isla, al ensancharse. Dentro de algunas decenas de millones de años, esta miniplaca andará libre por el Pacífico.

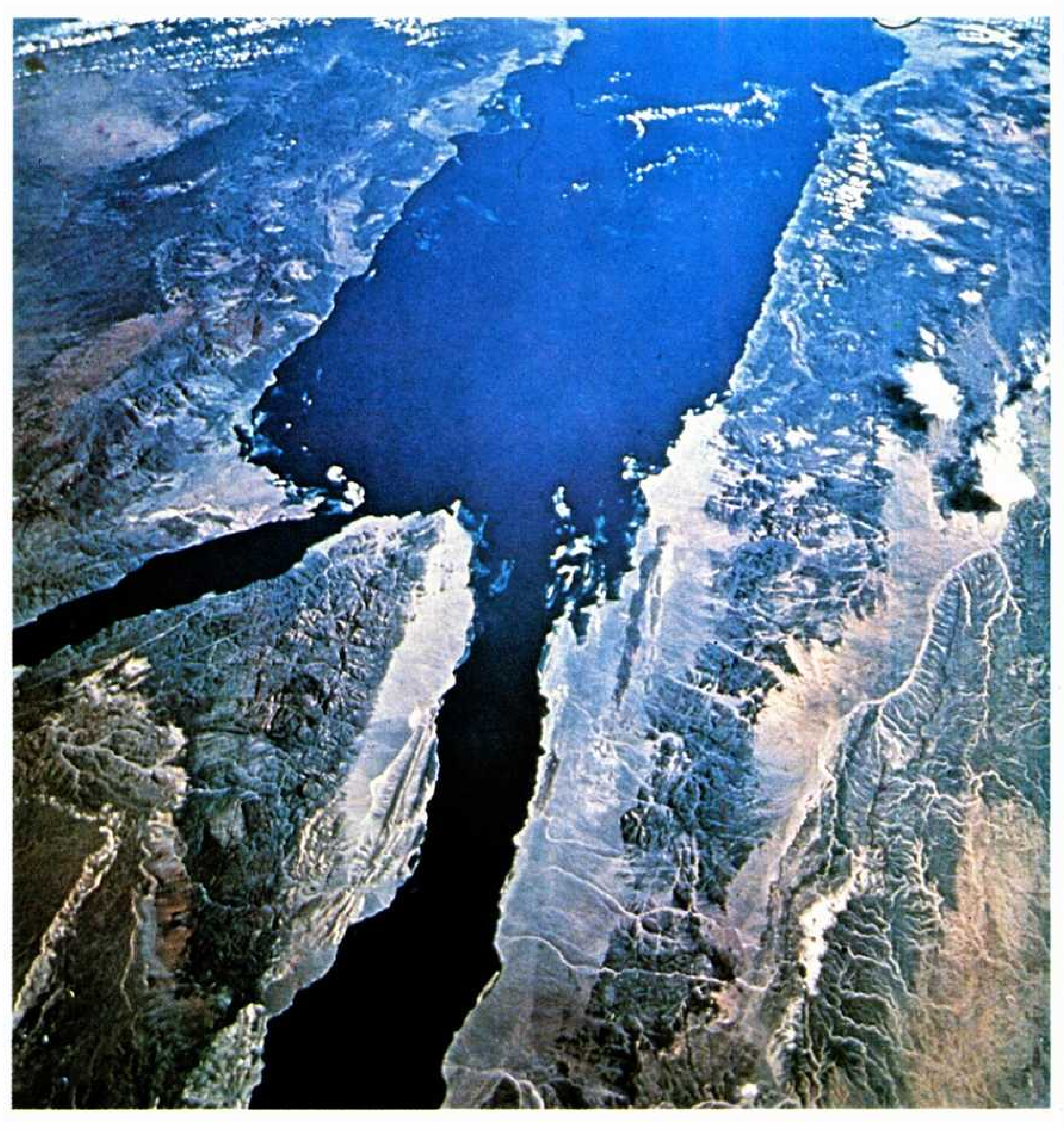
Otra miniplaca bien conocida es la del Sinaí. Esta península constituye casi un microcontinente; está bordeada por dos fallas que tienden a transformarla en isla; el golfo de Suez y el de Akaba (que se prolonga por la depresión del mar Muerto y del valle del Jordán). Al sur del mar Rojo, el triángulo de Afar tendrá el mismo destino, ya que está dividido por la dorsal medio-oceánica, y por la falla de la gran fosa del este de Africa.

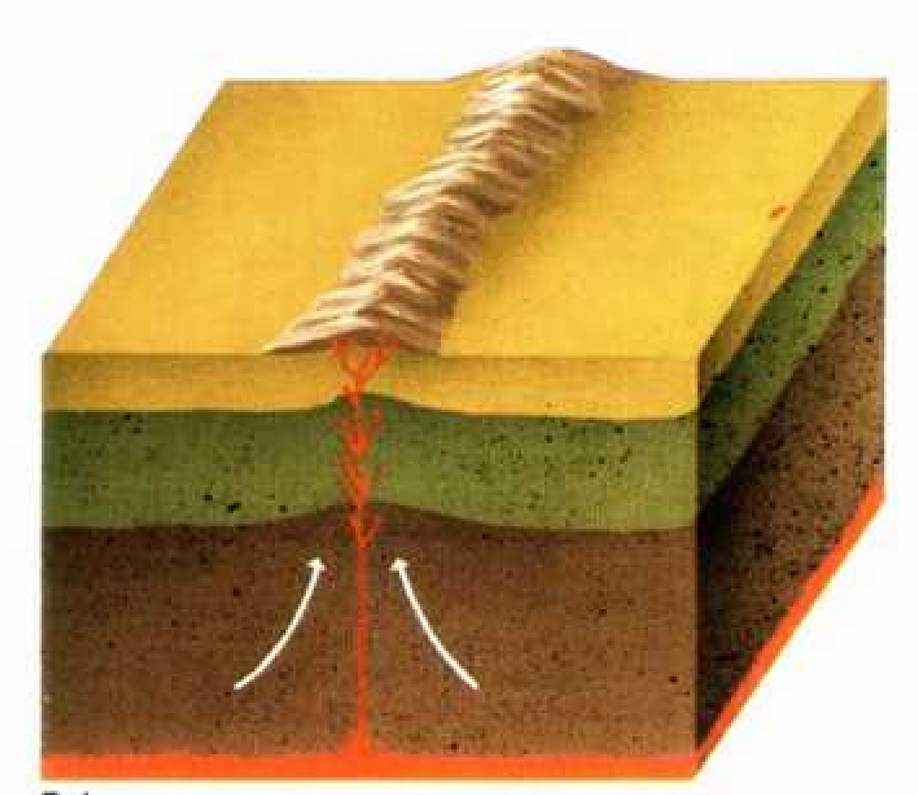
Encontramos otras miniplacas y microcontinentes en el océano Indico. Las dos más conocidas son Madagascar y el archipiélago de las Seychelles. Estas dos tierras o grupos de tierras estaban soldadas antiguamente a la península India y al continente Antártico; fueron «olvidados por el camino» por el conjunto índico, durante su migración al norte.

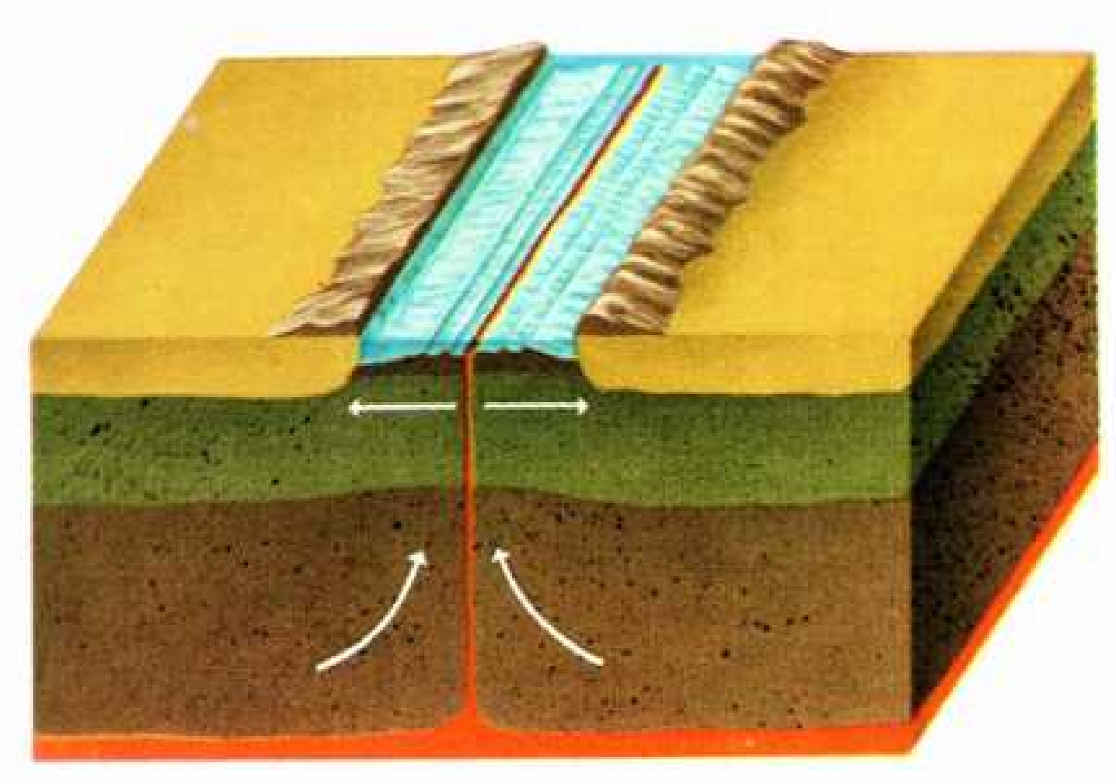
Pero sin duda es en el Mediterráneo donde podemos observar el mayor número de pequeñas unidades tectónicas. La antigua Tetis tuvo una historia complicada, y sigue evolucionando de forma atormentada. El conjunto de Córcega y Cerdeña (macizo Cyrno-Sardo), por ejemplo, se soltó del bloque pirenaico y constituye por sí solo un microcontinente.

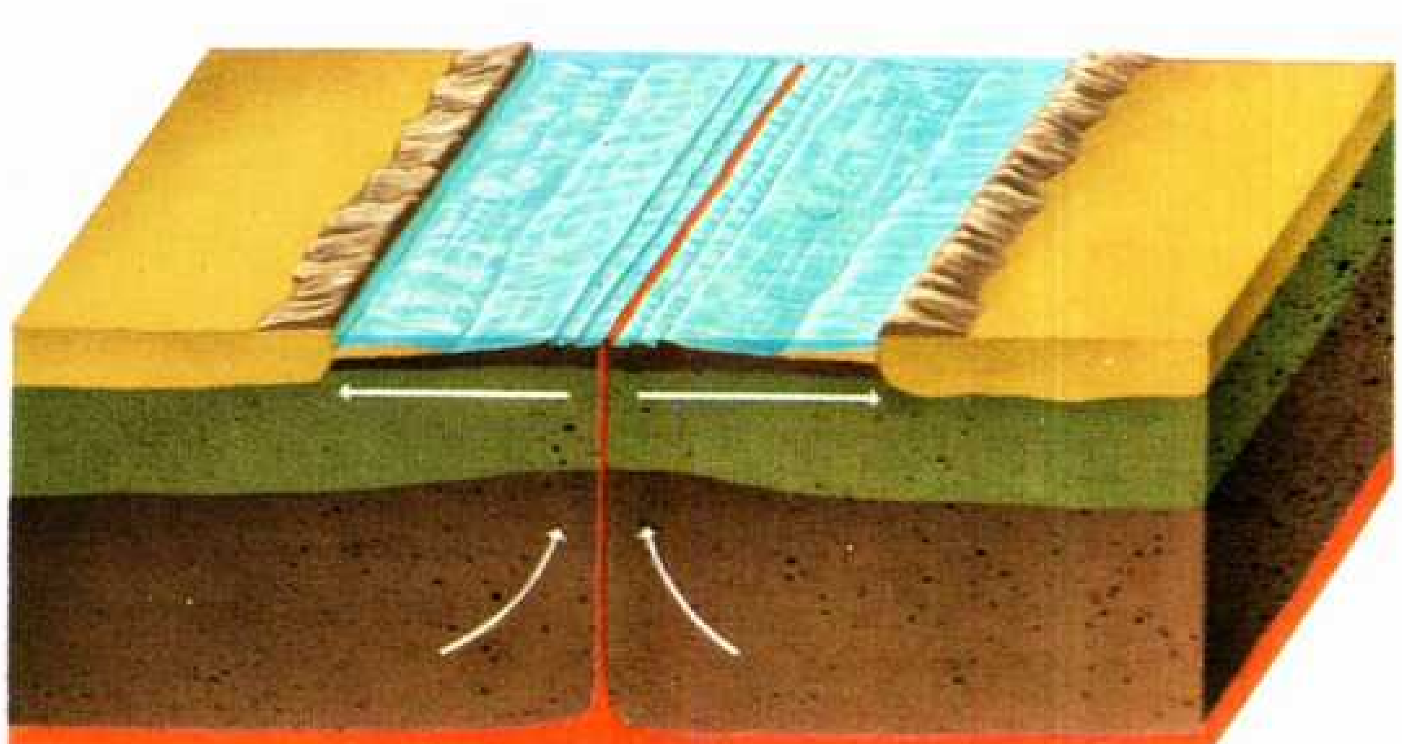
La península italiana posee una autonomía bastante grande, ya que tiene un movimiento de rotación hacia el este que tiende a cerrar el estrecho de Otranto (es decir, el Adriático). En Grecia, la isla de Creta y las Cícladas están emparedadas entre la placa europea y la placa africana; ésta se hunde bajo la anterior. Este movimiento de subducción es el origen de numerosos seísmos que azotan la región y de las erupciones volcánicas de Thera (Santorín), Milos, etc. Todo este sistema de pequeñas placas autónomas se prolonga en Anatolia y en Arabia (que se acerca a Irán, cerrando así el golfo Arábigo-Pérsico) y hasta el Tíbet. Los geofísicos todavía no comprenden perfectamente el juego de estas estructuras; pero las simulaciones mediante ordenadores permitirán construir un modelo matemático de los fenómenos implicados.

La formación del mar Rojo. *Cuando por una fractura de la corteza terrestre son vomitados con regularidad materiales magmáticos, se puede formar un nuevo brazo de mar en la fosa activa (secuencia de dibujos de abajo). Es lo que ocurre con el mar Rojo (abajo: desde satélite, a la izquierda, el golfo de Akaba, en medio el golfo de Suez). Nos encontramos casi con toda seguridad ante un océano en formación. La dorsal medio-oceánica que corre por el centro del mar Rojo aleja poco a poco Africa de la península Arábiga.*





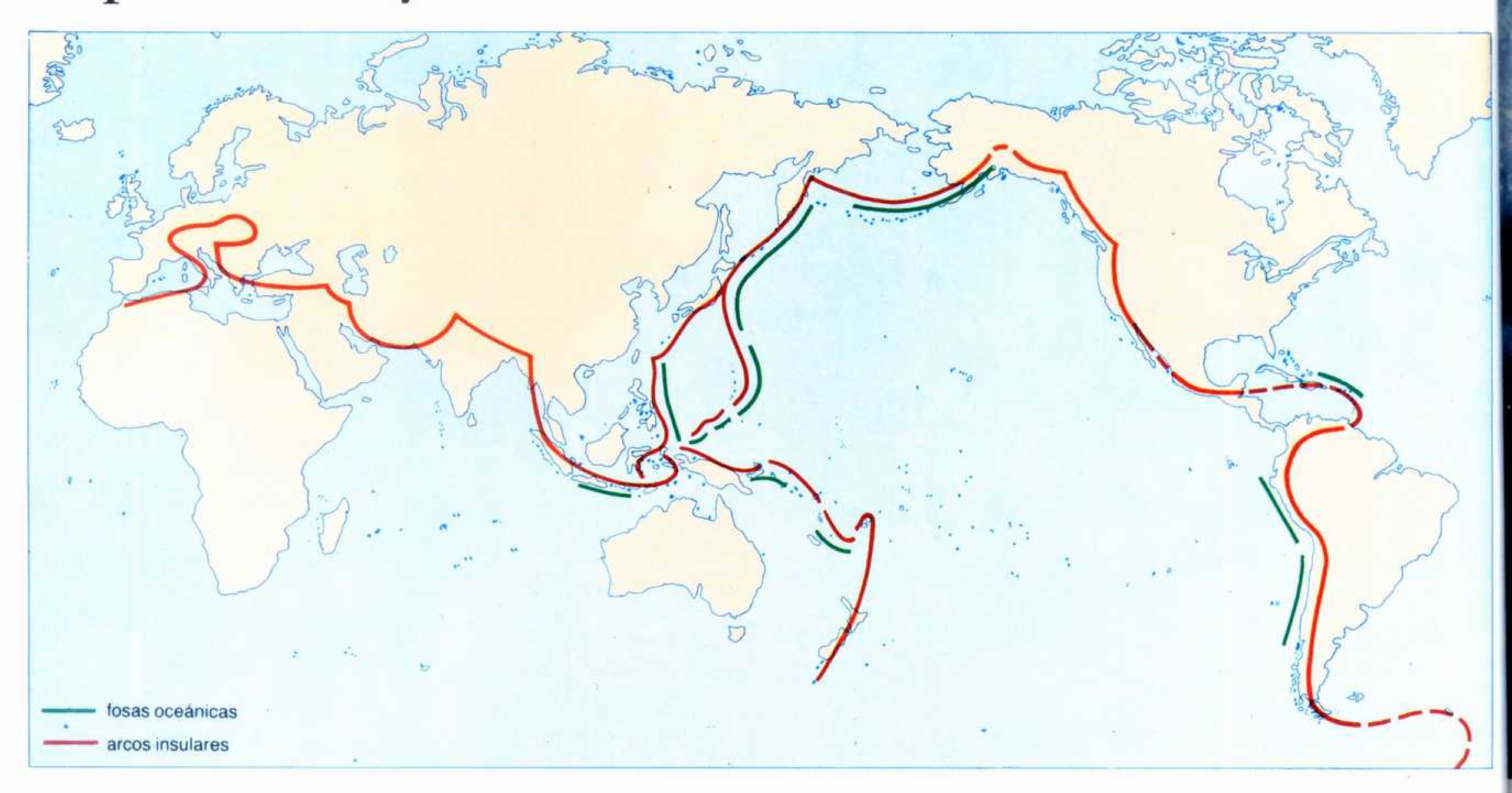






Las fosas oceánicas y los arcos insulares

Depresiones y relieves



EN las fronteras de las grandes placas tectónicas es donde se observan, en nuestro planeta, las más altas montañas y las fosas más profundas. Los macizos montañosos resultan de la colisión —seca y violenta— de dos placas en movimiento. Las fosas oceánicas corresponden a zonas en las que una placa se introduce bajo otra, hundiéndose los materiales que la constituyen en el manto del globo; tales regiones se llaman de subducción. Los arcos insulares surgen como consecuencia de estos hundimientos, que provocan la aparición de surtidores de magma viscoso a través de la placa superior.

Antes de terminar el siglo XIX, ya se habían descubierto la mayoría de las grandes fosas oceánicas; pero las técnicas de sondeo entonces utilizadas (esencialmente el calado de cables lastrados) no permitían medir su profundidad con exactitud. Los métodos de ecosondeo, después de la segunda guerra mundial, han facilitado la confección de cartas batimétricas más exactas. Sin embargo, no se vaya a creer que en la actualidad se conozca todavía detalladamente la totalidad de los fondos oceánicos: lejos de ello, inmensas regiones sólo han sido sondadas fragmentariamente.

Las hondonadas oceánicas son largas y estrechas: miden de 300 a 500 kilómetros de longitud y de 50 a 100 de anchura; pero su parte más profunda no supera en general los cinco kilómetros de uno a otro borde. Su distribución en la superficie terrestre es muy característica: las más vertiginosas ocupan el borde occidental del océano Pacífico, donde se suceden casi sin interrup-



Distribución de los arcos insulares. *La representación, arriba, del globo da una buena idea de la distribución de las grandes fosas oceánicas del océano Indico y del Pacífico, y de los arcos insulares que las acompañan. Los dos detalles de al lado, a la derecha, muestran (arriba) el arco insular del Japón y (abajo) el del archipiélago de las Aleutianas. Las dos fotografías de la página siguiente han sido tomadas en las aguas de un arco insular atlántico, concretamente el del archipiélago de las Antillas, y muestran rocas fracturadas típicas.*







ción. Son, en especial, la fosa de las Aleutianas, la fosa del Japón, la fosa de las Filipinas (la más profunda), la fosa de las Marianas, la fosa de Nueva Bretaña, la fosa de las Nuevas Hébridas, la fosa de las Tonga y la fosa de las Kermadec. Del otro lado del Pacífico hay que citar la larga fosa de Chile-Perú; en el océano Indico, la fosa de Java; en el océano Atlántico, la fosa de Puerto Rico y la de las Sandwich del Sur.

En el Mediterráneo, la fosa de Creta corresponde al sitio en que la placa africana se hunde bajo la placa europea.

Algunas fosas oceánicas, situadas en lugares donde la sedimentación es activa, se llenan de tierra y de detritos a un ritmo acelerado. Otras, por el contrario, se abren en zonas donde no vierten los ríos terrestres y donde escasea el plancton superficial: estas últimas lógicamente, apenas están tapizadas de una débil capa sedimentaria.

Pero hay unas pocas grandes fosas que no corresponden a zonas de subducción: son resultado de fracturas de la corteza terrestre debidas a tensiones locales sumamente fuertes.

Uno de los mejores ejemplos, en esta categoría, es el de la fosa de la Romanche, que alcanza los 7.630 metros de profundidad y que dibuja un complicado encaje en la dorsal medio-atlántica a la altura del golfo de Guinea.

Cómo surgen los arcos insulares

Los arcos insulares se extienden siempre en las inmediaciones de las grandes fosas oceánicas. Son soberbios sistemas volcánicos, donde decenas de cráteres escupen alternativamente lavas incandescentes. Los principales están situados en el Pacífico occidental (arco de las Aleutianas, arco del Japón), en el océano Indico (arco de la Sonda), en el Atlántico (arco de las Antillas) y en el Mediterráneo (arco de las Cícladas). Estos conjuntos plutónicos miden por término medio de 400 a 500 kilómetros de longitud. Están dispuestos, en efecto, en su mayoría en arcos de círculo, pero algunos son casi rectilíneos, como el de las Tonga-Kermadec, en el Pacífico sudoccidental.

Los arcos volcánicos se forman cuando dos placas se encuentran y una se sumerge bajo la otra en una zona de subducción, es decir, donde existe una fosa oceánica. Los materiales de la placa inferior, al bajar hacia las entrañas de la Tierra en una pendiente de unos 45 grados, frotan vigorosamente contra la parte de abajo de la placa superior. Esta fricción determina un considerable calentamiento. A unas decenas de kilómetros bajo la superficie del globo, las rocas entran en fusión. Durante ese tiempo, las fuerzas de tensión son tan grandes que provocan fisuras en la corteza superficial. El magma asciende a altísima temperatura por estas chimeneas y forma otros tantos volcanes.





El vulcanismo de arco insular. *Los arcos insulares surgen cuando una placa tectónica se hunde bajo otra (subducción); los materiales se recalientan por frotación cuando descienden, y escapan a veces por las fisuras (esquema de abajo). Arriba: el volcán indonesio Agung. Aquí, al lado: un paisaje volcánico de la isla de Bali. A la derecha: una reciente erupción del tristemente famoso Krakatoa.*



Los volcanes de los arcos insulares son muy diferentes de los de las dorsales medio-oceánicas. Emiten una lava alcalina y muy viscosa, de tipo andesítico, mientras que los cráteres de las dorsales arrojan una lava ácida, muy fluida y de tipo basáltico. Los conos eruptivos de los arcos insulares son elevados, incluso puntiagudos; sus cráteres lanzan bombas y lapilli, y a veces ocurre que la lava es tan viscosa que sale en forma de una enorme aguja andesítica, que se queda allí mismo clavada. Por el contrario, en la segunda categoría de procesos plutónicos, el cono eruptivo es muy amplio y aplanado (como en el Mauna Loa, en Hawai); la lava, líquida, se desliza rápidamente; cuando se queda entre las paredes del cráter, forma un lago de fuego.

El vulcanismo de dorsal puede ser devastador. Esto ocurre en Islandia o en las Azores, donde ciudades enteras y sus puertos han quedado sepultados bajo las cenizas. Pero estos desastres son mucho menores que los de los volcanes de los arcos insulares. Estos últimos dan lugar a procesos cataclísmicos. La lava viscosa que emiten impide, en determinados momentos, que escapen los gases, los cuales se acumulan bajo el «tapón». Cuando hacen saltar la «tapa», se liberan al espacio en forma de nube ardiente (como ocurrió en el monte Pelée, en 1902, cuando la ciudad de Saint-Pierre fue borrada prácticamente del mapa). O bien provocan la explosión del domo eruptivo. En este último caso, la potencia liberada es verdaderamente fantástica: equivale a la de varias decenas de bombas nucleares. La cima del cono vuela literalmente en pavesas; o, mejor dicho, una parte se pulveriza, mientras la otra se hunde en la bolsa de gas. La fosa de hundimiento formada de esta guisa recibe el nombre de *caldera*. Algunas calderas ocupan varias decenas de kilómetros cuadrados.

La del Toba, en Sumatra, que se formó hace unos 75.000 años, mide 100 kilómetros de diámetro; está actualmente ocupada por un lago.

En 1883, la explosión del Krakatoa, en una pequeña isla situada entre Sumatra y Java, originó una ola de varias decenas de metros de altura, que asoló todas las costas de los alrededores, y se advirtió en el cabo de Hornos: causó 36.000 víctimas. Un volcán del mismo tipo, el de Santorín (Thera), en el archipiélago de las Cícladas, fue el que provocó probablemente la desaparición de la civilización micénica, debido al efecto conjunto de sus lluvias de cenizas, los terremotos que acompañaron a las erupciones y un tsunami. Este episodio dio tal vez origen al mito de la Atlántida, que recogió Platón y, a partir de él, se popularizó.

Las zonas de subducción

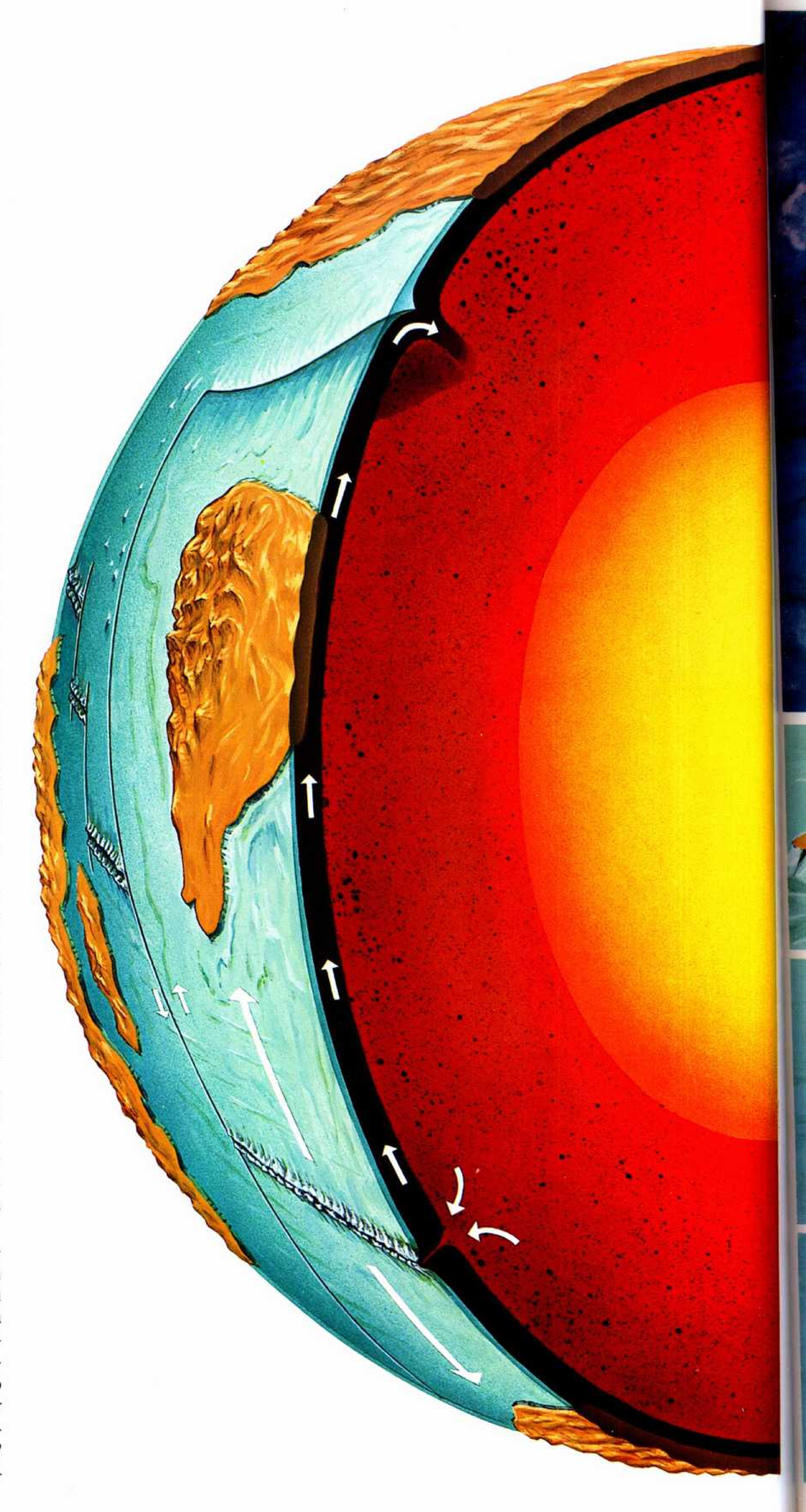
No es nueva precisamente la idea de subducción, esto es, de la desaparición de materiales en el corazón de la Tierra, sino que fue ya enunciada a finales del siglo pasado para explicar ciertas particularidades de la geología alpina. En 1907, Bailey Willis emitió la primera hipótesis de que el fondo del Pacífico occidental debía de hundirse por debajo del Japón, y que este hundimiento daba lugar al mismo tiempo a la fosa oceánica local y a la intensa actividad sísmica y volcánica que caracteriza al archipiélago nipón.

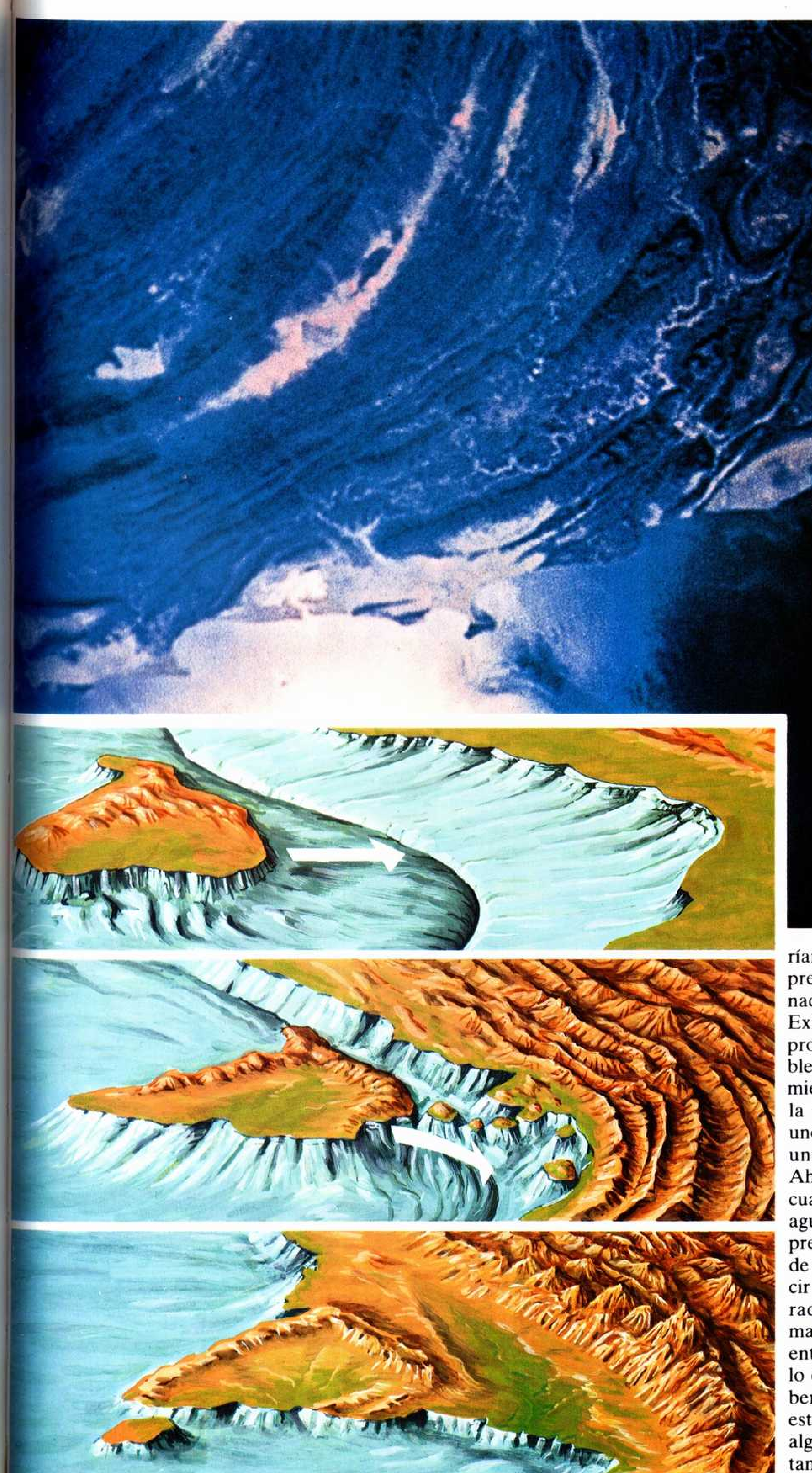
Sin embargo, sólo muy recientemente la teoría de la tectónica de placas ha vuelto a utilizar el mismo concepto. Según ella, todo parece muy lógico: en la medida en que importantes cantidades de materiales magmáticos ascienden desde la astenosfera por las fallas de la dorsal medio-oceánica, deben de existir necesariamente lugares en que cantidades iguales regresen hacia el manto terrestre; de otra manera, nuestro globo se hincharía como una burbuja de jabón (lo que ninguna observación científica permite aseverar). Los geofísicos han tratado de demostrar de forma evidente y directa la subducción. Es lo que se han propuesto, por ejemplo, B. Isacks, J. Oliver y L. Sykes, de la universidad de Columbia. Efectuando una especie de triangulación con tres sismógrafos, advirtieron, conforme al comportamiento de las ondas sísmicas en las capas del fondo de la fosa de las Tonga, que todas las medidas y todos los datos registrados correspondían a los que el cálculo teórico preveía en la hipótesis de la subducción.

Con la mayor frecuencia, como hemos dicho ya, el ángulo según el cual los materiales de una placa se hunden por debajo de los de otra se acerca a los 45 grados. Pero no es ninguna ley: a veces, se observan pendientes casi verticales; otras, por el contrario, la incidencia es muy débil, y la velocidad de subducción igualmente moderada.

El hundimiento de los materiales se efectúa lentamente. Pero es tal la inmensidad de las fosas oceánicas, que, cada año, millones de toneladas de rocas basálticas regresan a las profundidades del manto terrestre, de donde salieron unas decenas de millones de años antes.

El fenómeno de la subducción no interesa sólo a los geofísicos. Los técnicos en energía nuclear, entre otros, la estudian también de cerca. La industria atómica (civil y militar) produce cada vez más desechos, algunos de los cuales son muy radiactivos y poseen un muy largo período de destrucción. ¿Por qué no sumergir —se han preguntado algunos— estos residuos en las grandes fosas oceánicas? Las fuerzas tectónicas mismas se encarga-





La emigración de la India. *El esquema de la página anterior y los tres dibujos de esta página muestran de qué manera, y por qué mecanismo, la placa tectónica india, unida en otro tiempo a la Antártida, se separó de ella, y subió hacia el norte en dirección de la placa asiática. Al llegar a las cercanías de Asia, la India provocó primero la formación de una fosa oceánica profunda (hace unos sesenta millones de años aproximadamente). Luego, cegó el brazo de mar que la separaba todavía de Eurasia. Fue entonces cuando, por efectos del choque, «perdió» la isla de Sri Lanka (Ceilán) y se levantó la formidable cadena de la cordillera del Himalaya. La erosión inició su labor, y fue constituyendo poco a poco las planicies gemelas del Indo y del Ganges-Brahmaputra, que acabaron por dar al subcontinente Indio su actual fisonomía. La fotografía de al lado muestra una parte del Beluchistán y del golfo de Omán. Los efectos de la emigración de la India afectan a toda Eurasia.*

rían de hacerlos desaparecer para siempre allí donde no serían peligrosos para nadie: en el interior del manto terrestre. Existen en la actualidad proyectos para probar esta técnica. Pero son muy criticables. En efecto, los procesos de hundimiento de los materiales en el corazón de la Tierra se llevan a cabo al ritmo de unos pocos centímetros al año, esto es, unas decenas de metros por milenio. Ahora bien, el período de fiabilidad de cualquier contenedor, sobre todo en el agua de mar (muy corrosiva) y a altísima presión, apenas excede de una decena o de una veintena de años. Esto quiere decir que, con toda certeza, los productos radiactivos se dispersarán en el medio marino antes de que la subducción los entierre lo bastante profundamente. Por lo demás, aunque débiles, no deja de haber corrientes en las fosas marinas; y en estas regiones hadales no faltan tampoco algunos seres vivos: todos ellos, importantes factores de diseminación.

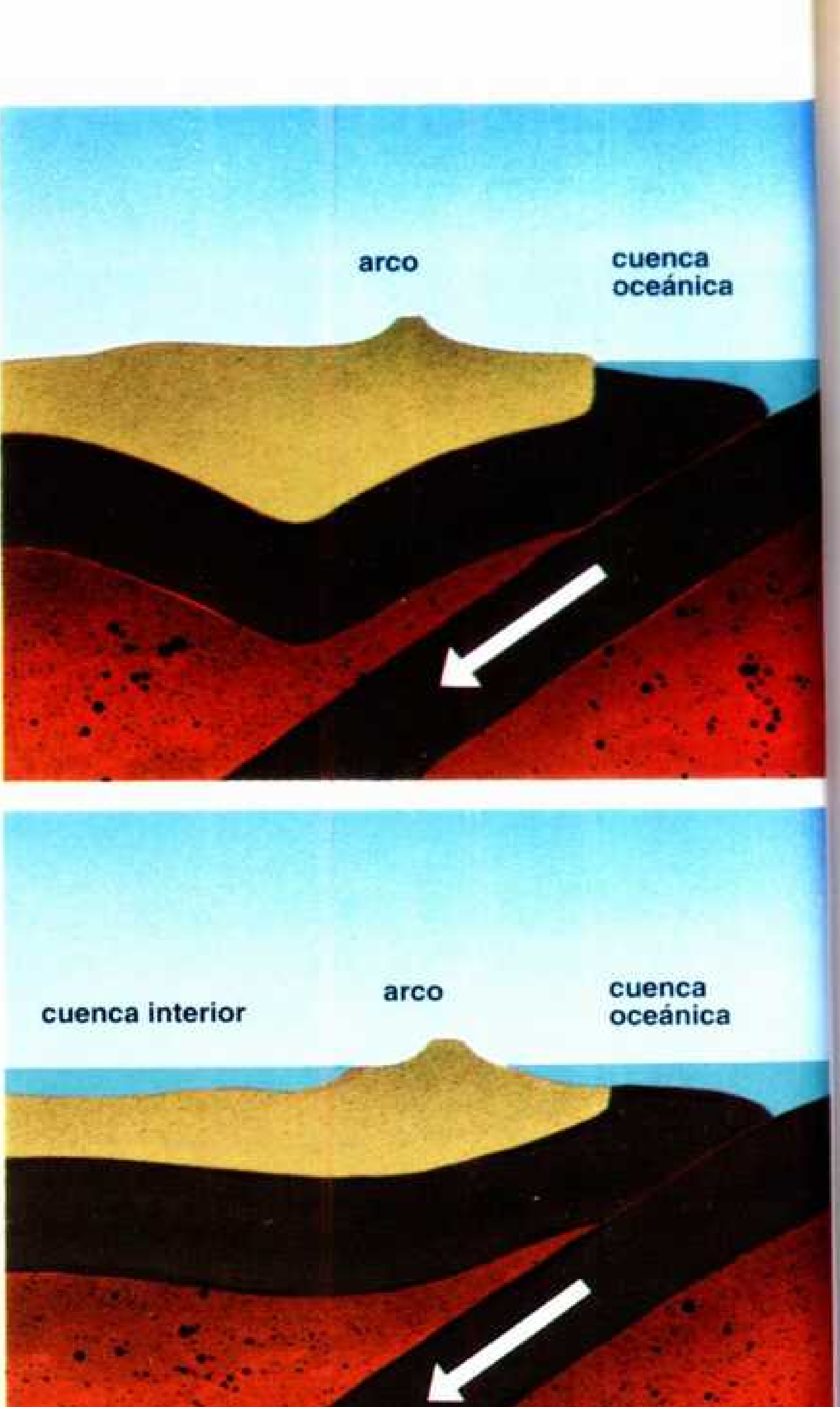
Las cuencas interinsulares

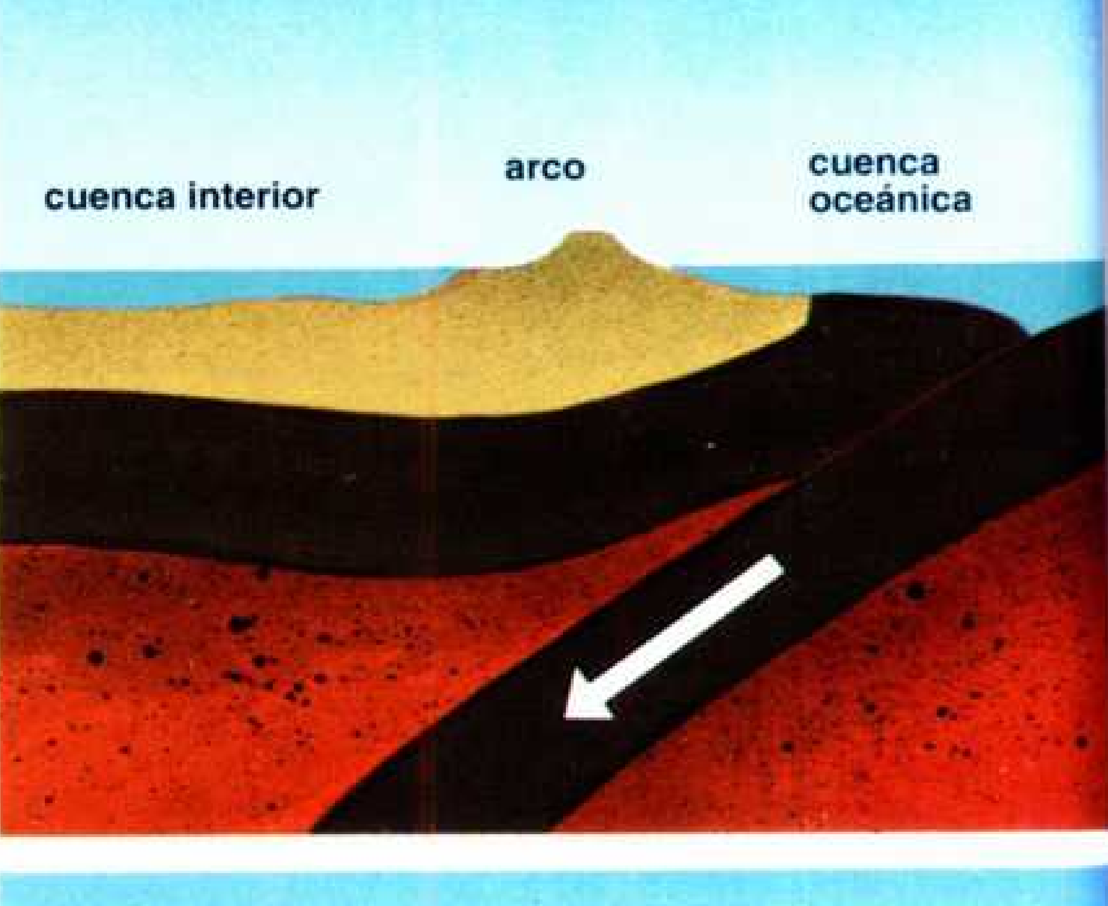
Los arcos insulares están adosados al océano de un lado (generalmente, del lado convexo); del lado cóncavo, se abren sobre una cuenca marítima de dimensiones mucho más modestas, llamada cuenca interinsular. Esta ley se comprueba en el Pacífico en las Aleutianas (mar de Bering), en la península de Kamchatka (mar de Ojotsk), en el Japón (mar del Japón), en las Filipinas (mar de China meridional), en Nueva Bretaña y las Salomón (mar de Coral), etc. Se verifica igualmente en el océano Indico, en el archipiélago de la Sonda (mares de Java, de Flores y de Banda); en el océano Atlántico, en las Antillas (mar Caribe); y en el Mediterráneo, en las Cícladas (mar Egeo).

A la luz de la teoría de la tectónica de placas, se entiende cómo se constituyen estos relieves con sus cuencas anejas: en un océano se enfrentan dos placas; una de ellas pasa bajo la otra; esta subducción provoca un intenso roce que desencadena un proceso eruptivo: en la placa superior aparece una cadena volcánica, paralelamente al frente del hundimiento; cuando los materiales extrusivos alcanzan una masa suficiente, emergen; el rosario de islas formado aísla una cuenca interinsular.

Naturalmente, esta explicación general requiere de matización, revisándose en cada caso particular. Los fondos de las cuencas interinsulares pueden ser de basalto, es decir, de origen estrictamente oceánico, cuando las placas que se enfrentan son también oceánicas. Tal ocurre, por ejemplo, en el conjunto de las Aleutianas, del Japón y de las Tonga-Kermadec. Otras veces aparece la corteza continental: es lo que pasa en Indonesia. Por lo demás, los acontecimientos pueden complicarse desmesuradamente. En las Antillas, se asiste a la lucha indecisa de cinco placas tectónicas: la pequeña placa que soporta a las Antillas está de hecho encajada entre las placas norteamericana y sudamericana, por una parte, que empujan hacia el oeste, y las placas de América Central y de Nazca por la otra, que avanzan hacia el este. Aquí, el proceso de subducción es doble. En ocasiones se produce un vigoroso proceso de subducción, pero en tales condiciones que no se forma ni arco insular ni cuenca interinsular. Es lo que ocurre en América del Sur. La placa sudamericana, empujada hacia el oeste por las emisiones de la dorsal medio-atlántica, choca con la placa de Nazca, que avanza hacia el este por efecto de las extrusiones debidas a la dorsal medio-pacífica; la placa de Nazca se desliza bajo la placa sudamericana, pero esta última, en su borde occidental, es muy gruesa, continental; la subducción provoca la orogenia andina, esto es, la elevación de los Andes.





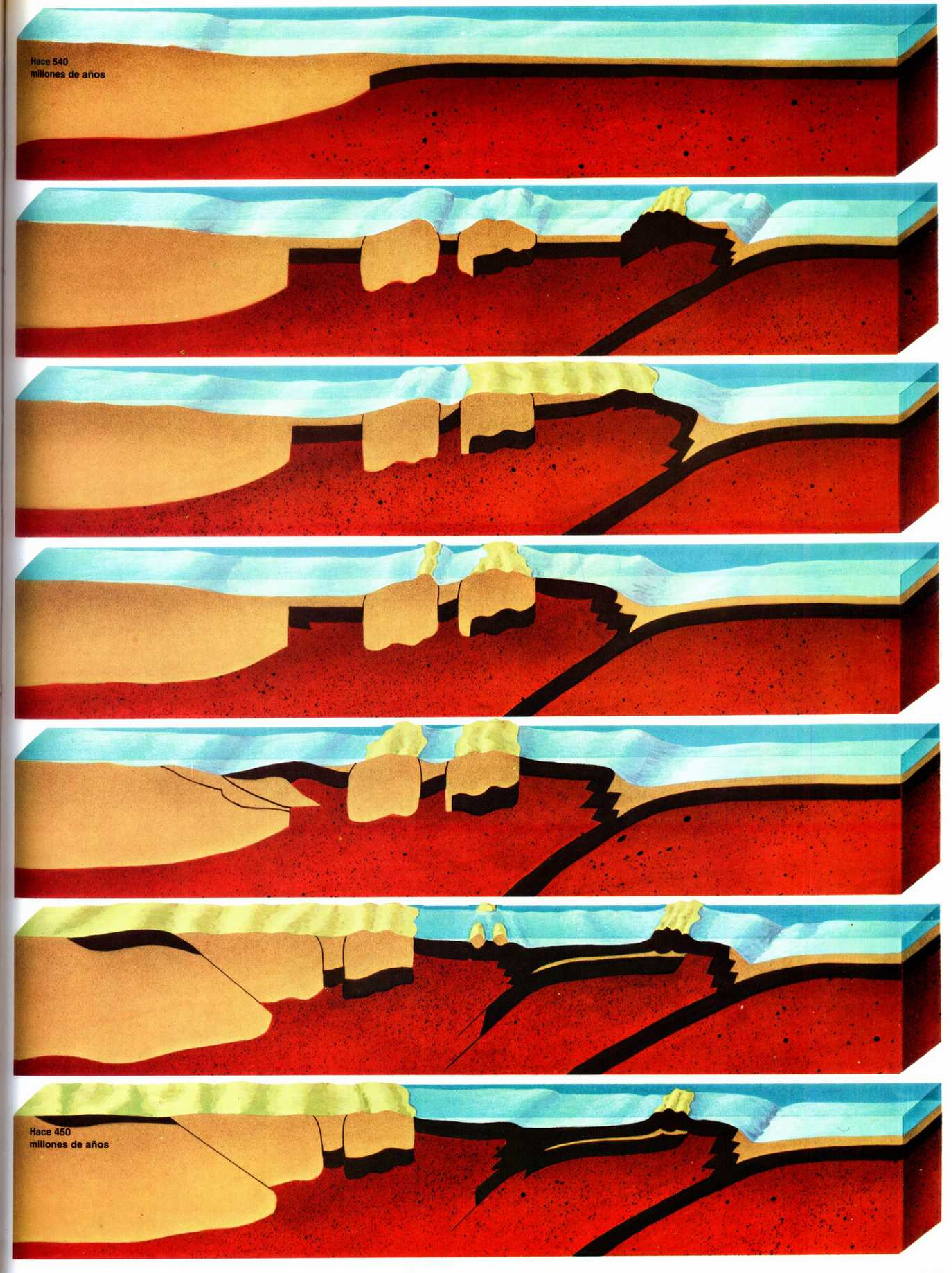






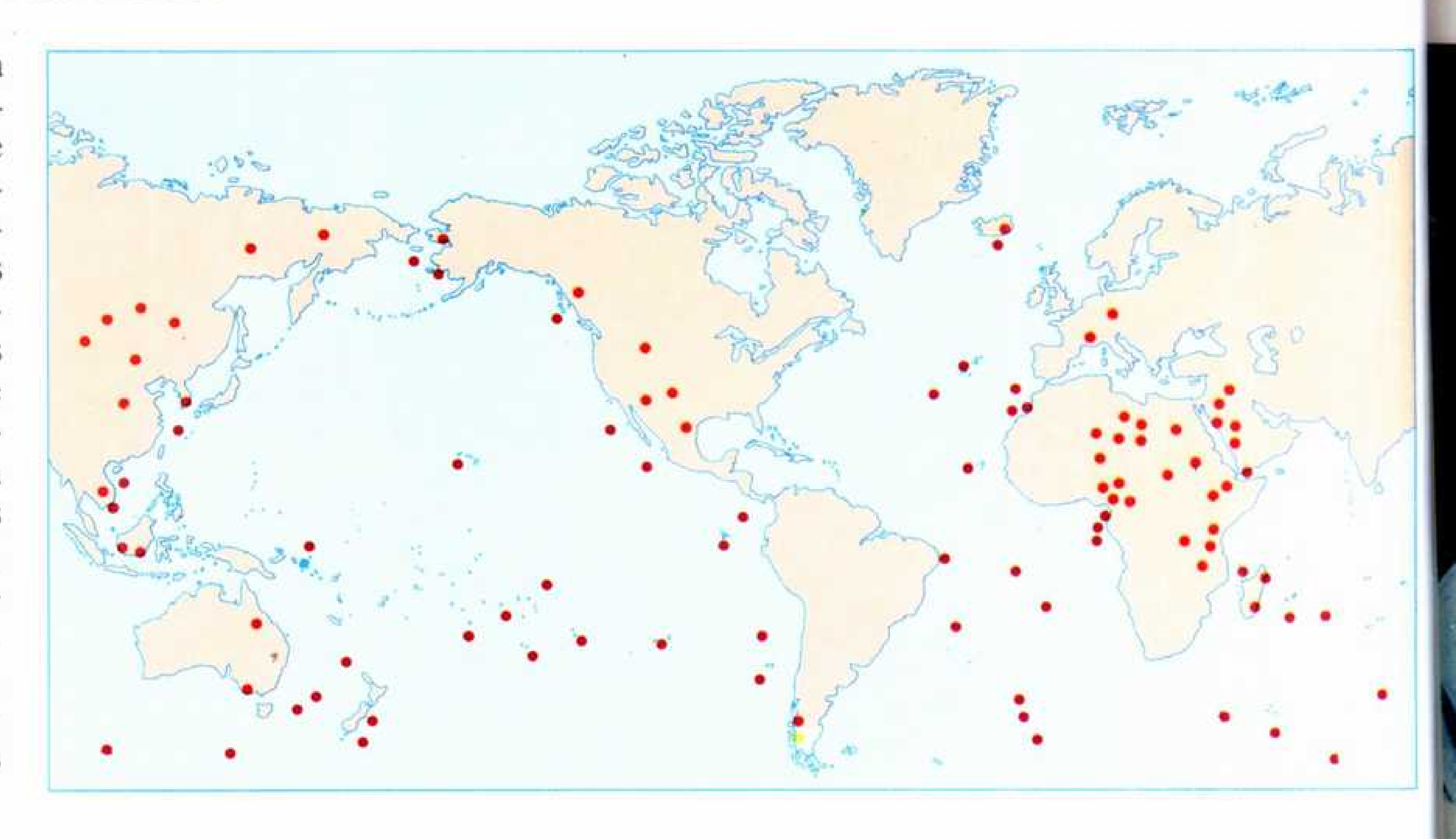


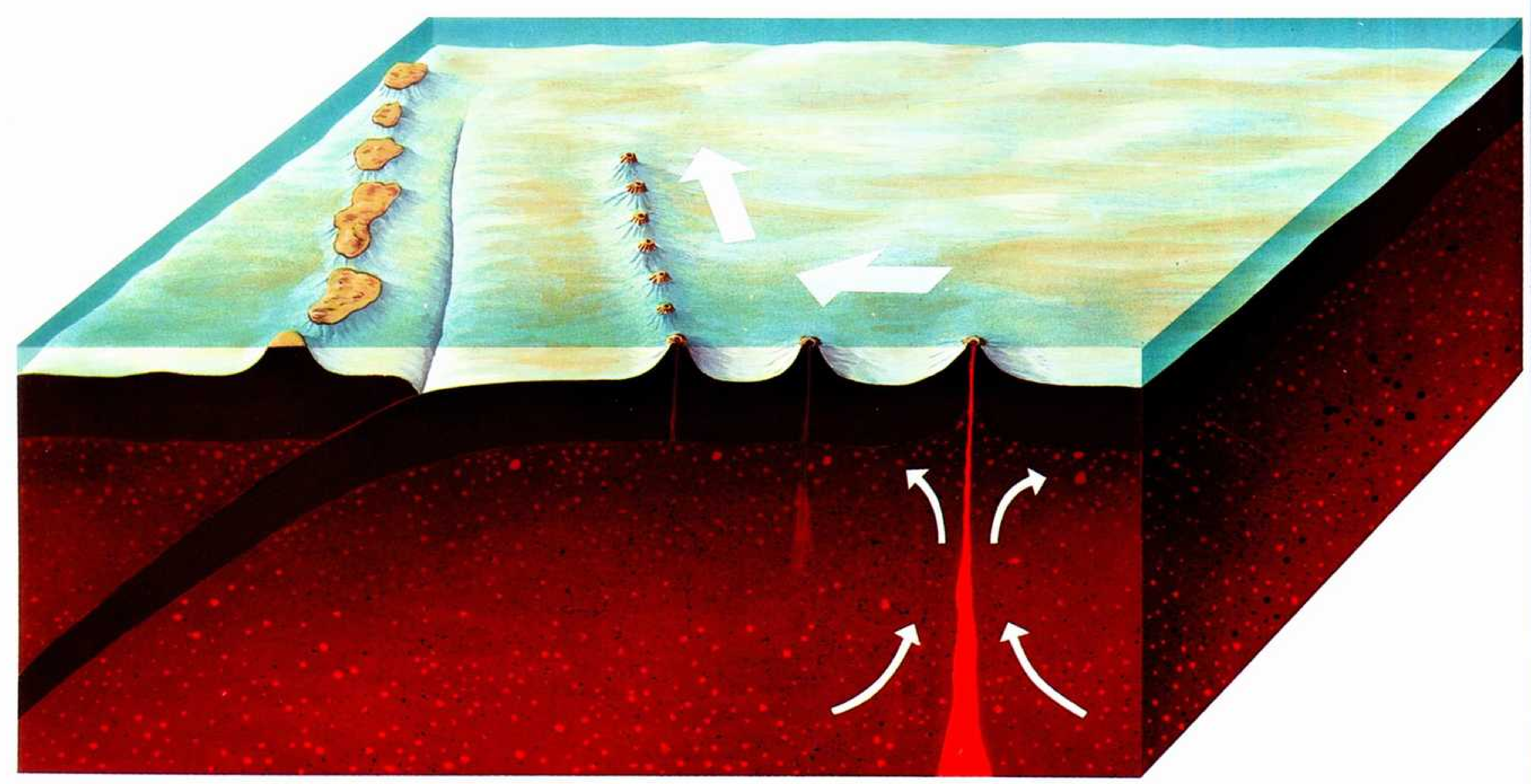
El proceso de formación de los arcos insulares. *Si todos los arcos insulares se forman en el momento en que una placa tectónica pasa bajo otra, están lejos, sin embargo, de parecerse. Los dibujos de al lado ilustran algunos de estos procesos de formación; de arriba abajo: el sistema de los Andes; la isla de Java; el arco de las Tonga-Kermadec; el arco de las Aleutianas; el arco del Japón. En la página siguiente se esquematizan el nacimiento y evolución de un arco insular y de su cuenca interior; a veces (dibujos 3, 4 y 5) se forma una segunda cuenca interior. La fotografía de aquí, a la izquierda, es una vista desde satélite de una porción de la isla de Kyu-Shu, en el Japón.*


Hace 540
millones de años
Hace 450
millones de años

Las «zonas de tensión»

A lo largo de la dorsal medio-oceánica son incesantes los fenómenos volcánicos, pero de amplitud probablemente moderada. A decir verdad, no se los conoce bien todavía, salvo en algunas regiones donde las lavas basálticas de los fondos han sido fotografiadas; por ejemplo, en las Azores, donde funcionaron las *troikas* del *Calypso* y luego las cámaras de los sumergibles de la expedición franco-americana FAMOUS. Hay regiones de la dorsal en las que la actividad plutónica es casi nula. Otras zonas, por el contrario, no cesan de escupir materiales magmáticos. Una de las más activas es Islandia. Esta isla, tan grande como Inglaterra, (103.350 kilómetros cuadrados) es enteramente volcánica. Representa, como las

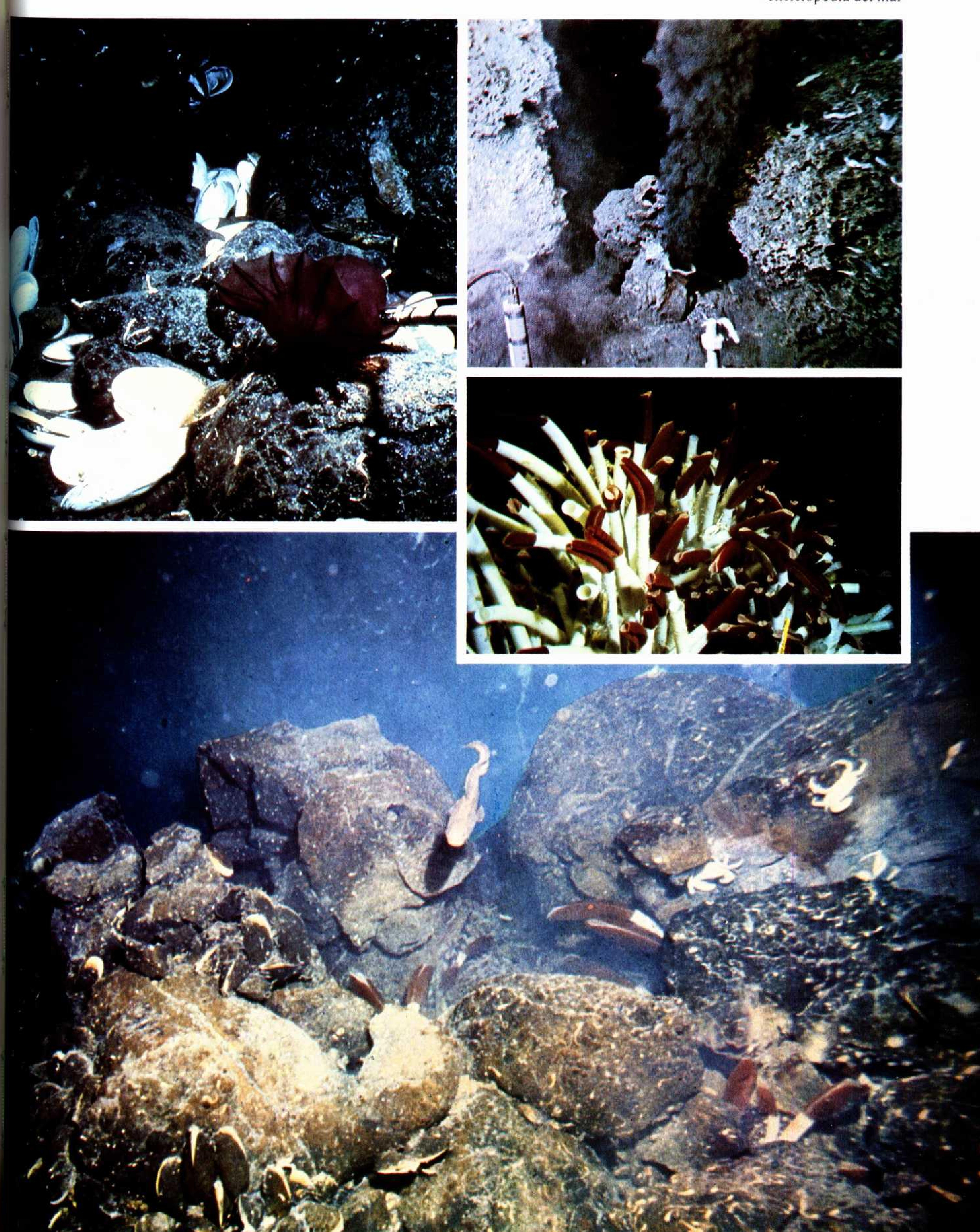


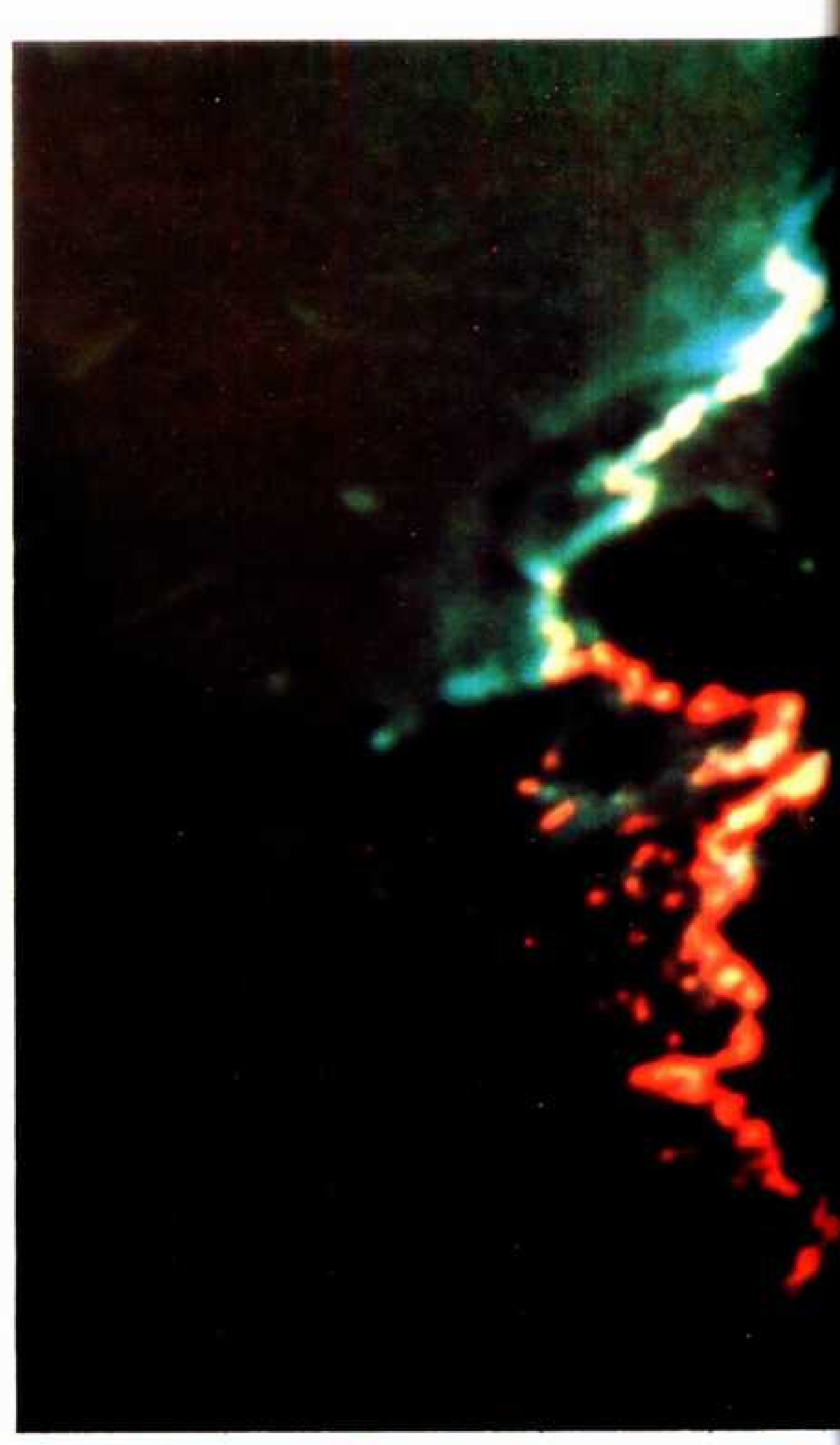


Azores, una emergencia de la dorsal medio-atlántica. Los cráteres abundan en ella, y prácticamente no pasa un decenio sin que aparezca un nuevo manantial de lava. Por ejemplo, el 23 de febrero de 1973, una fisura de tres metros de ancha y 1.600 metros de larga desgajó la isla de Heimaey, y apareció un nuevo volcán: el Eldfell... La más potente erupción de los tiempos históricos, por el tonelaje de lavas, fue, en esta misma tierra islandesa, la del Laki, en 1783: una fractura de 25 kilómetros de longitud, con 115 cráteres, vomitaba 5.000 metros cúbicos de lava por segundo (dos veces el caudal del Rin), y difundió en total, en ocho meses, 12 kilómetros cúbicos de lava, sobre una superficie de unos 565 kilómetros cuadrados.

Islandia, pues, es una de las «zonas de tensión» de la corteza terrestre, por su

Los volcanes de las «zonas de tensión». *Los volcanes que se forman en las «zonas de tensión» del globo escupen una lava muy diferente de la de los volcanes de los arcos insulares: su magma, muy fluido, se derrama en largas coladas y los conos eruptivos que constituyen son sumamente amplios (esquema de arriba). El mapa en la parte superior de esta página muestra un cierto número de zonas de tensión que se han registrado; los más importantes son los de la dorsal medio-atlántica (Islandia, Azores, Tristán de Cunha), los de la gran fosa este-africana (Afar, Kenya, Tanzania, Zaire), los de las Galápagos y los de las islas Hawai. Las zonas de tensión situadas en el océano dan a veces origen a fuentes profundas hipersaladas, que mantienen una vida extraña y pululante; así, el sumergible de exploración americano* Alvin *pudo fotografiar, cerca de las Galápagos, una extraordinaria fauna «termófila». Arriba, a la derecha: la fuente caliente. Arriba, a la izquierda: moluscos bivalvos. En el centro: gusanos gigantes del género* Vestimentifera. *Abajo: mejillones, un pez, gusanos y cangrejos abisales.*





enorme actividad plutónica. Los geofísicos llaman así a los lugares en que el magma procedente de la capa superior del manto terrestre se escapa con frecuencia. Son varias las que se conocen. Algunas coinciden, como Islandia, con la dorsal medio-oceánica: es el caso de las Azores, o, más al sur en el Atlántico, de Tristán da Cunha y de la isla Bouvet.

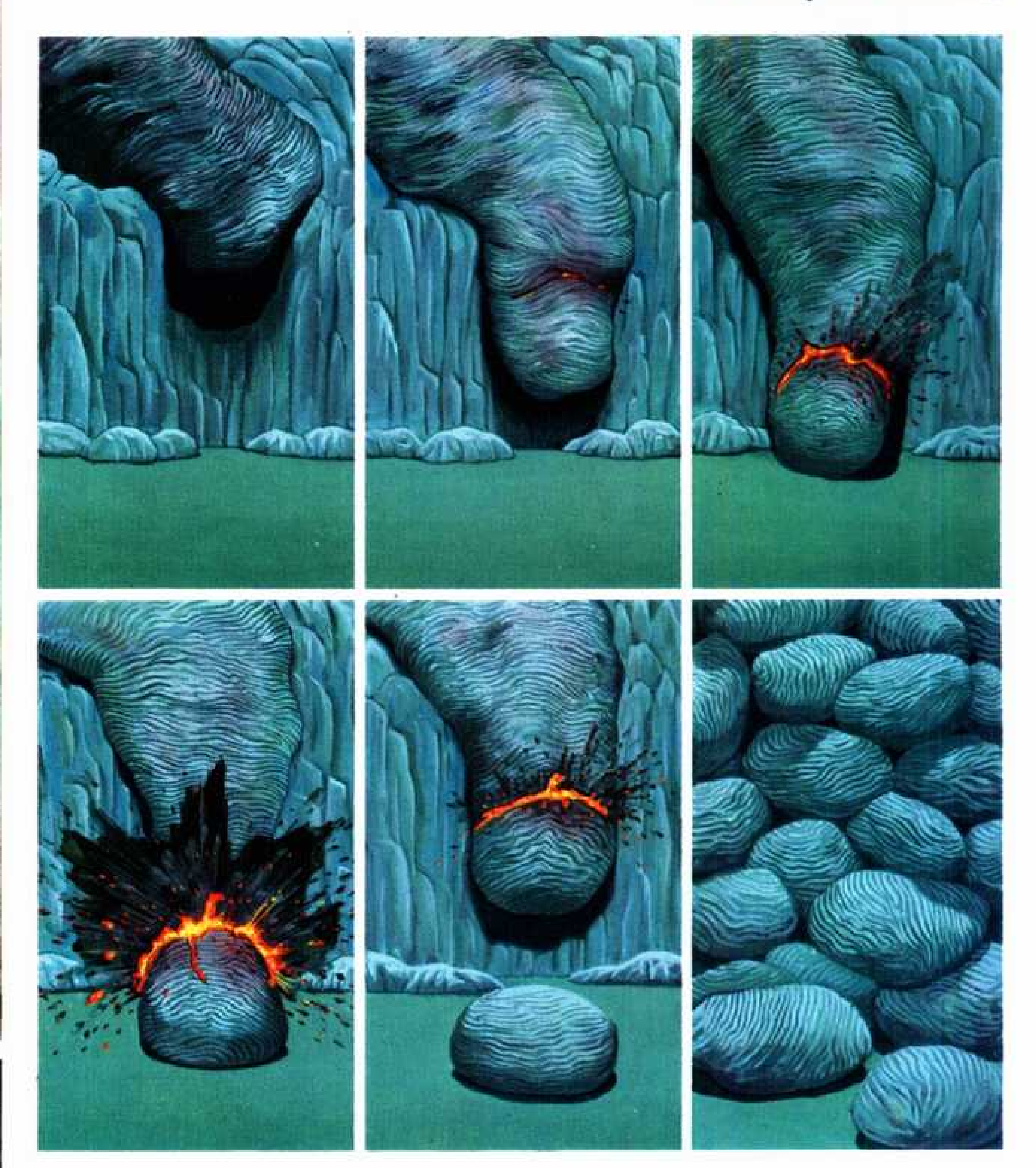
Otros están situados sobre fracturas divergentes: así ocurre, en el Pacífico centro-oriental, con la zona de tensión de las Galápagos.

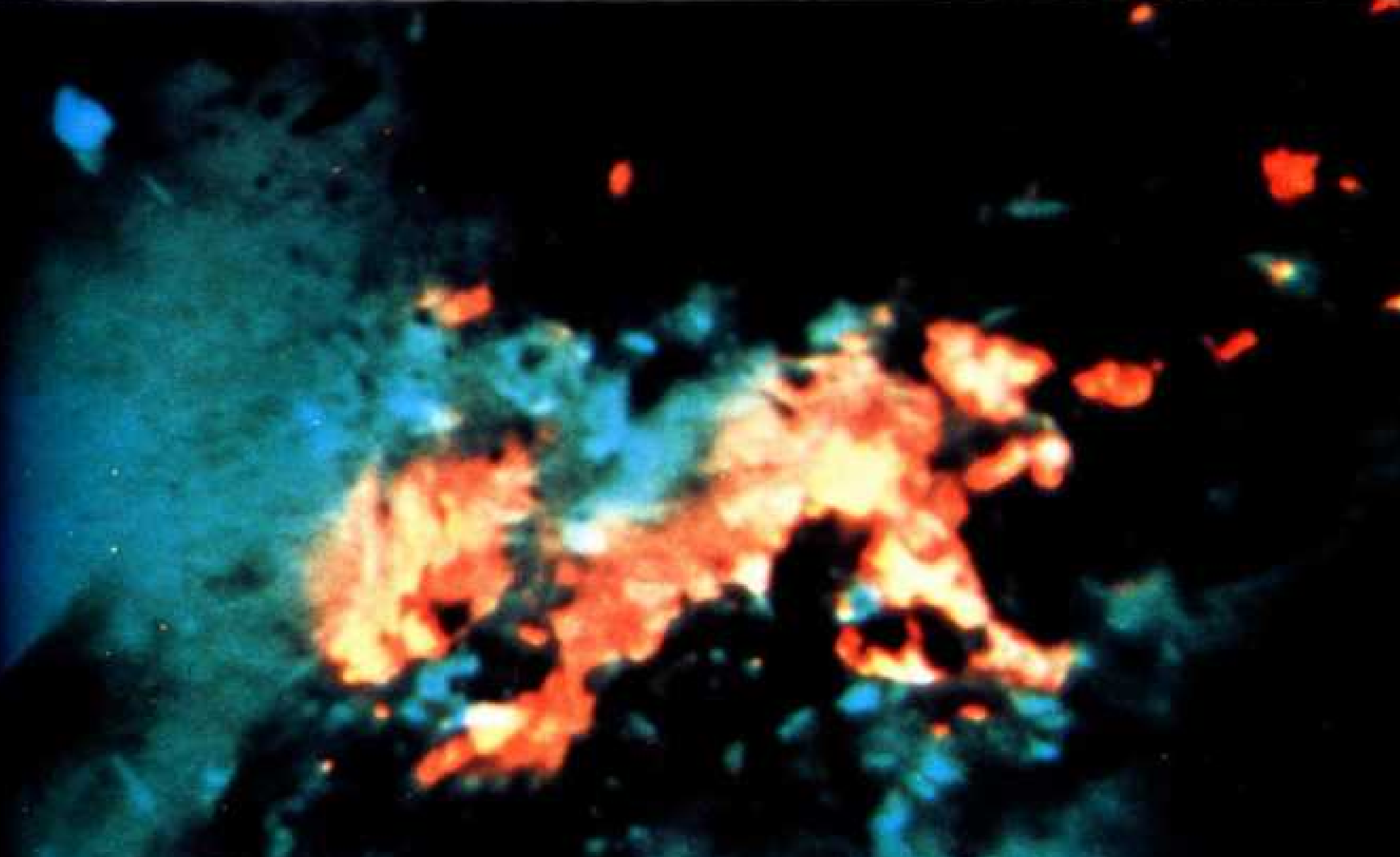
La gran zona de tensión de las islas Hawai escapa a todo sistema: se nutre de volcanes majestuosos, con amplios conos aplastados, de donde discurre una lava muy fluida (Mauna Loa, Kilauea, Mauna Kea).

Algunos grupos insulares dan la impresión de ser antiguas zonas de tensión: es el caso de las Bermudas en el Atlántico, y de varias tierras del Pacífico.









La formación de las lavas en almohadilla. *Las secuencias fotográficas de esta doble página muestran la erupción del Mauna Ulu, uno de los volcanes de las islas Hawai. Las lavas muy fluidas de este tipo de cráteres cuando llegan al agua se desprenden en trozos irregularmente esféricos. Se enfrían rápidamente en la superficie, pero el interior sigue caliente por mucho tiempo. Esta diferencia de temperaturas provoca la formación de una «piel» provista de estrías concéntricas características. De este modo se constituyen las lavas en almohadilla de los fondos marinos. Hoy día se sabe que estas formaciones son particularmente abundantes cerca de las fisuras activas de la dorsal medio-oceánica. Abajo: una fotografía de lava en almohadilla. Este documento gráfico fue tomado en aguas de las Azores por la* troika *del* Calypso.

Al estudiar su posición y la velocidad a la que se renueva la corteza oceánica, se han sacado argumentos suplementarios en favor de la tectónica de placas.

Pero ¿a qué se deben estas «zonas de tensión»? Los geofísicos las explican recurriendo a la hipótesis de las corrientes de convección. Según este esquema de interpretación, que fue proporcionado antes incluso de que triunfara la teoría de la tectónica de placas (y que luego se le integró), el espesor del manto terrestre estaría animado de corrientes de convección, análogas de alguna manera a las que se establecen en una cacerola donde se calienta agua. Las zonas de tensión corresponderían a los sitios privilegiados donde desembocan los flujos caloríficos ascendentes. Esta termodinámica del corazón de la Tierra hay que precisarla, y no todos los científicos se adhieren a ella. Pero, por el momento, es lo más convincente con que se cuenta.



Los grandes sistemas energéticos



A primera vista, los elementos constitutivos de la corteza terrestre (litosfera, hidrosfera, atmósfera, biosfera) parecen formar un sistema autónomo, cerrado en sí mismo y en equilibrio. No hay nada de eso. Por una parte, este conjunto recibe energía procedente del espacio (esencialmente en forma de irradiación calorífica y electromagnética); por otra parte, está en permanente comunicación con el interior del globo. Este último le envía, por medio de los volcanes, considerables cantidades de energía y de materiales nuevos (que recupera en la vertical de las zonas de subducción).

De esta manera, continentes, mares, atmósfera y la vida misma están insertos en un conjunto de relaciones energéticas y



moleculares prodigiosamente amplio. Además, nuestro planeta recibe cada año miles de toneladas de polvos cósmicos y de meteoritos, y está sometido a la atracción gravitatoria de los demás cuerpos pesados. La Luna influye en las mareas, y la trayectoria del sistema solar en nuestra galaxia es probablemente una de las causas de la sucesión de las eras glaciares e interglaciares en la superficie de nuestro globo.

Para hablar en términos energéticos, la mayor parte del flujo calorífico que llega a la periferia de la Tierra es imputable al Sol. La energía térmica procedente de nuestra estrella es unas cinco mil veces mayor que la que sube del centro de la Tierra gracias a los volcanes, a los manan-

La energía procedente del espacio. *Nuestra Tierra (arriba, a la derecha) no está aislada desde el punto de vista energético. Lo principal de los flujos que recibe bajo forma calorífica y luminosa le llega de su estrella, el Sol (abajo, a la izquierda: una erupción solar). Este último calienta su atmósfera y sus aguas, crea su clima, sus vientos, sus ciclones (como arriba, cerca de las islas Hawai). A su vez, el sistema solar es una ínfima parte de nuestra galaxia, la Vía Láctea, de la que se sabe que incluye miles de millones de estrellas. La fotografía que abarca esta doble página representa la nebulosa de la Vela.*




La energía procedente del centro de la Tierra. *La masa interior del globo esconde fantásticas cantidades de energía, tanto en forma de calor como en forma de radiactividad. Sólo una mínima parte de esta potencia llega (afortunadamente) a la superficie: la energía nuclear se manifiesta por una débil radiación (especialmente en los parajes graníticos). El calor da lugar a las fuentes termales y a los géiseres (aquí al lado), y, naturalmente, a los volcanes (arriba). Los geólogos no se ponen de acuerdo cuando se trata de explicar el origen de las altas temperaturas internas de nuestro planeta. Según las teorías modernas, el corazón de la Tierra se comportaría como una protoestrella. Los materiales comprimidos por la fuerza gravitatoria inician los procesos de fusión.*

tiales de agua caliente y a las radiaciones nucleares naturales. El Sol es el que determina el calentamiento de los océanos y de los continentes; el que crea las estaciones, los vientos, las corrientes. Para nuestra fortuna, este suministro energético permanece estable. Desde que la vida apareció por primera vez en los océanos; hace unos 3,5 mil millones de años, la temperatura media en la superficie de la Tierra no ha variado en más de 5 °C en torno de su valor de referencia: 20 °C. Las eras glaciares se han traducido en caídas mínimas (menos de 5 °C, por tanto), y los parajes tropicales jamás han quedado bajo el hielo.

Nuestro mundo humano, en estas postrimerías del siglo XX, está hambriento de energía. Lo esencial de la que consumimos es energía solar «en conserva», fósil. El carbón, el petróleo y el gas natural se formaron durante los tiempos geológicos, a expensas de los cadáveres de plantas y animales. Apenas nos servimos todavía de la energía solar renovable, salvo utilizando la leña y los molinos eólicos, pero se trata de algo marginal. En cambio, cada vez utilizamos más la energía nuclear.

Deberíamos pensar mucho más en la energía geotérmica, que procede del calor interno del globo: está a nuestra disposición tanto en las regiones sedimentarias (en forma de capas de agua profunda líquida, a menos de 100 °C) como en los parajes volcánicos (en forma de vapor, a temperaturas que superan a veces los 200 ó 300 °C).

Pero, sobre todo, deberíamos centrar nuestra atención e interés en un astro: el Sol, sea de forma directa (captores planos o parabólicos, receptores fotovoltaicos) o de forma indirecta: la energía del viento es considerable, pero también la de las corrientes marinas y de las olas. Fuentes particularmente promisorias —pero descuidadas, por desgracia—, las constituyen la energía de los gradientes térmicos, los gradientes de salinidad y la biomasa oceánica, que podría ser cultivada en millares de hectáreas.



Los mares antiguos

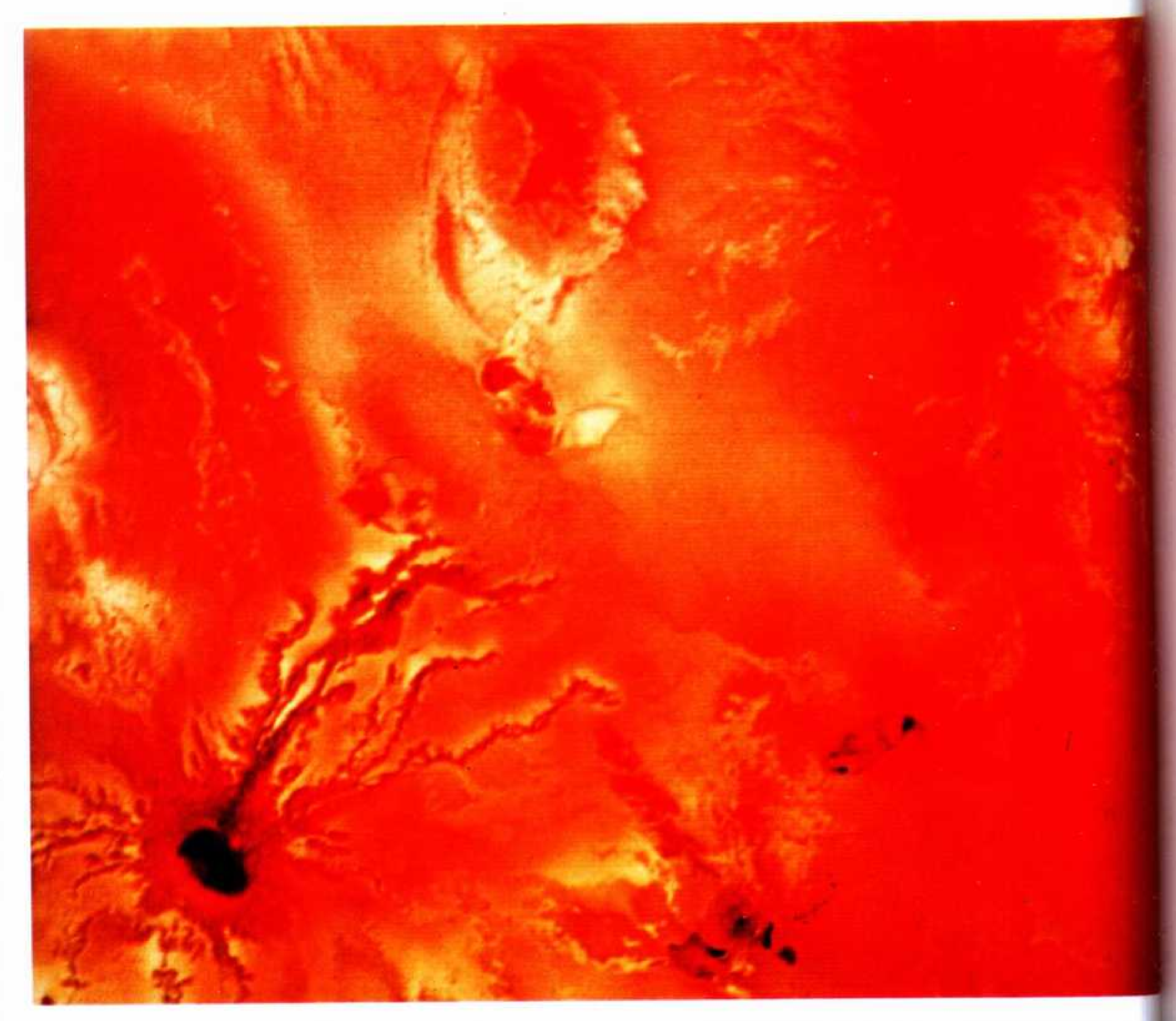
En los orígenes de la Tierra

Los materiales constitutivos de la Tierra, en las épocas primordiales de la formación del sistema solar, fueron probablemente acúmulos de bolas de «nieve sucia» (como se encuentra en los cometas) y de polvos interestelares, que la fuerza de gravitación poco a poco aglomeró. Al acumularse estos materiales, dieron origen a un núcleo compacto y macizo, cuyo potencial de atracción aumentó más todavía, y en el que se desencadenaron reacciones en cadena de desintegración radiactiva. Aumentó la masa del planeta, mientras se incrementaba la temperatura de su centro. Los elementos más densos tendieron a agruparse en el centro del globo, mientras que los más ligeros se reunían en la periferia. De esta manera se constituyeron una hidrosfera y una atmósfera. La masa de la Tierra, sin embargo, fue lo bastante considerable como para evitar que una parte demasiado grande de los elementos ligeros escaparan al vacío interplanetario; cosa que, por el contrario, se produjo en un planeta cercano a la Tierra y apenas menor que ella: Marte, en el que no existe sino una insignificante atmósfera.

Algunos geofísicos emitieron la hipótesis de que al iniciarse la fase de estabilización de la Tierra, esta última estaba enteramente cubierta de agua, dominada por un océano primordial total: el *Panthalassa* (del griego *pan,* «todo», y *thalassa,* «mar»). Teoría que no ha sido confirmada por las investigaciones recientes. Por el contrario, se piensa en la actualidad que el mar primordial no debía de ocupar más del 5 al 10 por 100 del volumen de los océanos actuales. El agua marina, en verdad, procede de las entrañas de la Tierra; fue escupida en forma de vapor por los volcanes, antes de condensarse y volver a caer en forma de lluvia; o bien apareció en el suelo en forma de agua «juvenil», al subir directamente del manto del globo a través de los resquebrajamientos de la corteza planetaria.

Las modalidades de la aparición de la vida están lejos todavía de conocerse. No obstante, después de los clásicos experimentos del ruso Oparine y del americano Stanley Miller, se sabe que el océano prebiótico fue «colonizado» rápidamente por complejas moléculas orgánicas, y sobre todo, por aminoácidos, que son los ladrillos de las proteínas. Por aquella época, la atmósfera estaba compuesta de metano, amoniaco, vapor de agua y otras moléculas, como el ácido sulfhídrico; pero no tenía prácticamente oxígeno. Dicho con más exactitud: éste no se encontraba en estado libre (molecular), sino en cuanto compuesto.

No siempre se ha logrado crear en laboratorio un «preorganismo», un «prebionte»,





1 2 3 4 5

como dicen los especialistas. ¿Cómo se pasó del aglomerado de aminoácidos (incluso complejos) al ser vivo? Sigue siendo un misterio todavía y seguramente continuará siéndolo durante mucho tiempo. En cualquier caso, y como quiera que sea, parece conveniente subrayar aquí el papel de la energía eléctrica de las tempestades y de la calorífica de los volcanes. Las primeras células vivas fueron quizá bacterias quimiótrofas, es decir, capaces de obtener su propia energía de la energía contenida en los enlaces químicos (especialmente en los sulfatos, los compuestos de hierro y los de nitrógeno).

El gran «invento» de la vida fue, no obstante, el de la clorofila. Los organismos dotados de esta molécula milagrosa pudieron captar la energía luminosa enviada por el Sol y servirse de ella para romper las moléculas de agua y de gas carbónico, para fabricar azúcares (éstos a su vez, utilizados como energía química en el proceso de síntesis de las proteínas). La fotosíntesis libera un subproducto sumamente valioso: el oxígeno.

Los organismos clorofílicos cambiaron así poco a poco la composición de la atmósfera. Permitieron (después de diferenciarse en algas, y luego en plantas marinas y terrestres) la aparición de los animales en la superficie de nuestro globo. Los vegetales se convirtieron en el primer eslabón de las cadenas alimentarias del planeta entero.

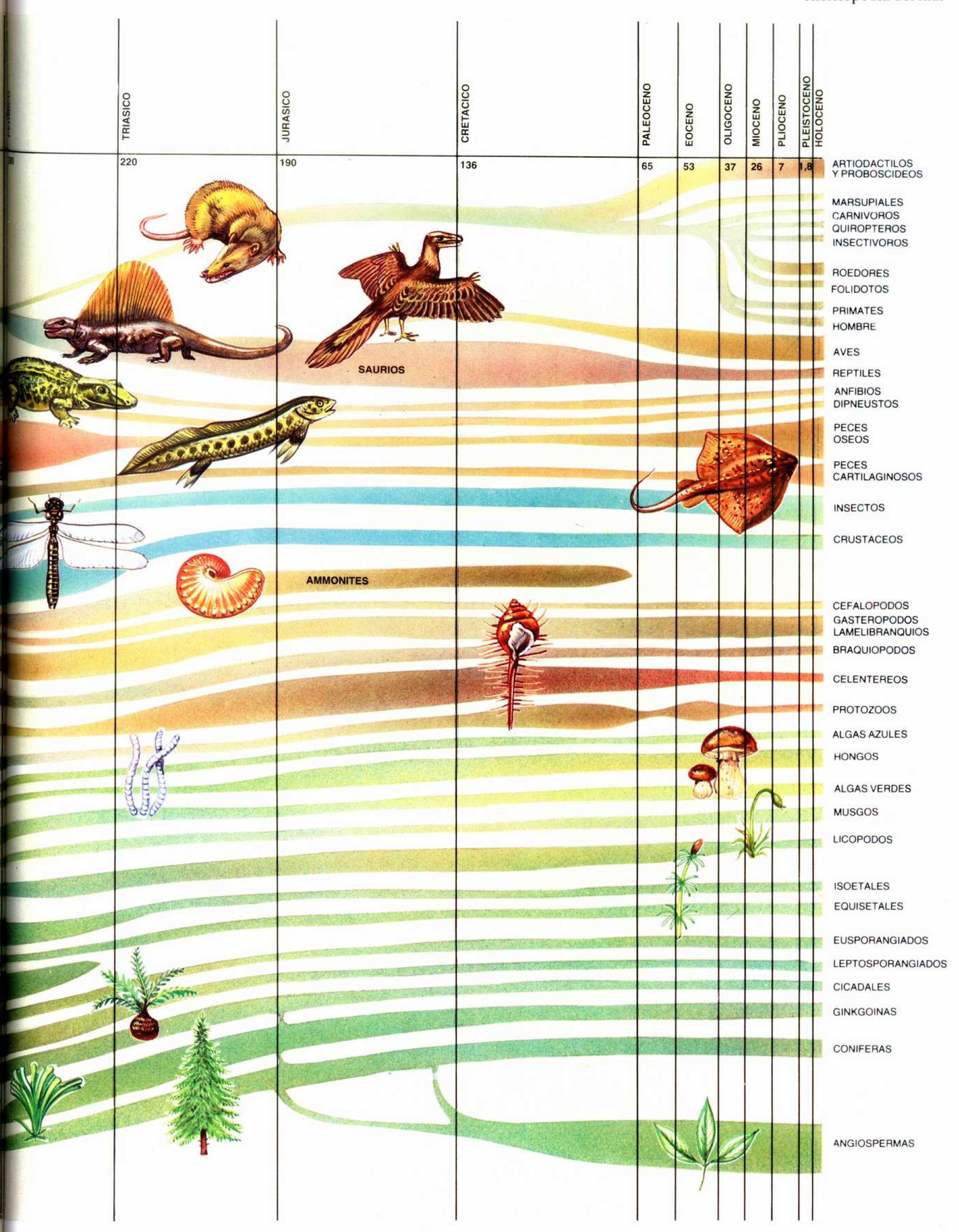


De los orígenes a nuestros días. *La Tierra se formó hace unos 5.600 millones de años aproximadamente, por aglomeración de una nube de polvos y de gases. A medida que su masa aumentaba, su fuerza gravitatoria crecía también, y los átomos, al aproximarse unos a otros, originaban reacciones que provocaban una enorme elevación de la temperatura. Nuestro planeta debía de parecerse entonces a lo que es actualmente Io, uno de los satélites de Júpiter (en la página anterior, arriba, en una fotografía de la sonda americana* Voyager I*). Proseguía la acumulación de materiales, especialmente por el bombardeo de meteoritos (en la página anterior, abajo: Meteor Crater, en Arizona, visto desde satélite). Poco a poco, la corteza terrestre se endurecía al enfriarse y daba lugar a las primeras rocas (las más antiguas descubiertas en Groenlandia, en el lugar indicado por la flecha, datan de 3.750 millones de años). La atmósfera primordial (1), densa y pesada, estaba compuesta por gases originales y era probablemente muy rica en polvos. Más tarde (2), en el momento del proceso de solidificación de la corteza terrestre, la atmósfera se enriqueció en amoniaco, en hidrógeno y en vapor de agua. En una tercera fase (3), los volcanes arrojaron primero vapor de agua, lo que permitió la formación de los océanos, por condensación; las tempestades, el calor de las erupciones volcánicas y la radiación solar provocaron la aparición de las primeras formas de vida en los océanos. Fueron las plantas verdes las que aseguraron el suministro de oxígeno a la atmósfera (4). En (5), representación del aumento del oxígeno en la atmósfera, desde los orígenes hasta hoy.*

PRECAMBRICO	CAMBRICO	ORDOVICIENSE	SILURICO	DEVONICO	CARBONIFERO
millones de años	570	500	440	395	345
650 Gran glaciación 700 Primeros animales unicelulares de cuerpoo blando 1.500 Primeros animales de cuerpo blando 2.000 Primeros vegetales pluricelulares: algas 3.500 Primeros estromatolitos 3.800 Primeras estructuras biógenas: primeras rocas sedimentarias 4.000 Primeras lluvias formación de los lagos y de los embriones de mares. inicio de la erosión y de la acumulación de los sedimentos Consolidación de la corteza terrestre	primeros animales con concha o con esqueleto	aparición de los vertebrados: los peces	la vida sale del agua y coloniza a tierra firme	colisión entre Europa y América del Norte plegamiento caledoniano	grandes bosques: expansión de los insectos alados

LEPOSPONDILOS
PLACODERMOS
TRILOBITES
CALAMITES
CORDAITALES

La evolución de las plantas y de los animales. *Todas las formas de vida actuales son el resultado de un largo proceso evolutivo que comenzó hace más de tres mil millones de años. Las aglomeraciones de moléculas orgánicas dieron lugar a las precélulas (prebiontes), que evolucionaron a su vez en células (algas azules y bacterias). Una vez «inventado» el código genético, perduró idéntico para todos los organismos. Es como si habiendo encontrado un alfabeto, la vida se hubiera entretenido en escribir libros.*


TRIASICO
JURASICO
CRETACICO
PALEOCENO
EOCENO
OLIGOCENO
MIOCENO
PLIOCENO
PLEISTOCENO
HOLOCENO
220
190
136
65
53
37
26
7
1,8
ARTIODACTILOS Y PROBOSCIDEOS
MARSUPIALES
CARNIVOROS
QUIROPTEROS
INSECTIVOROS
ROEDORES
FOLIDOTOS
PRIMATES
HOMBRE
AVES
SAURIOS
REPTILES
ANFIBIOS
DIPNEUSTOS
PECES OSEOS
PECES CARTILAGINOSOS
INSECTOS
CRUSTACEOS
AMMONITES
CEFALOPODOS
GASTEROPODOS
LAMELIBRANQUIOS
BRAQUIOPODOS
CELENTEREOS
PROTOZOOS
ALGAS AZULES
HONGOS
ALGAS VERDES
MUSGOS
LICOPODOS
ISOETALES
EQUISETALES
EUSPORANGIADOS
LEPTOSPORANGIADOS
CICADALES
GINKGOINAS
CONIFERAS
ANGIOSPERMAS

La vida en los mares primitivos

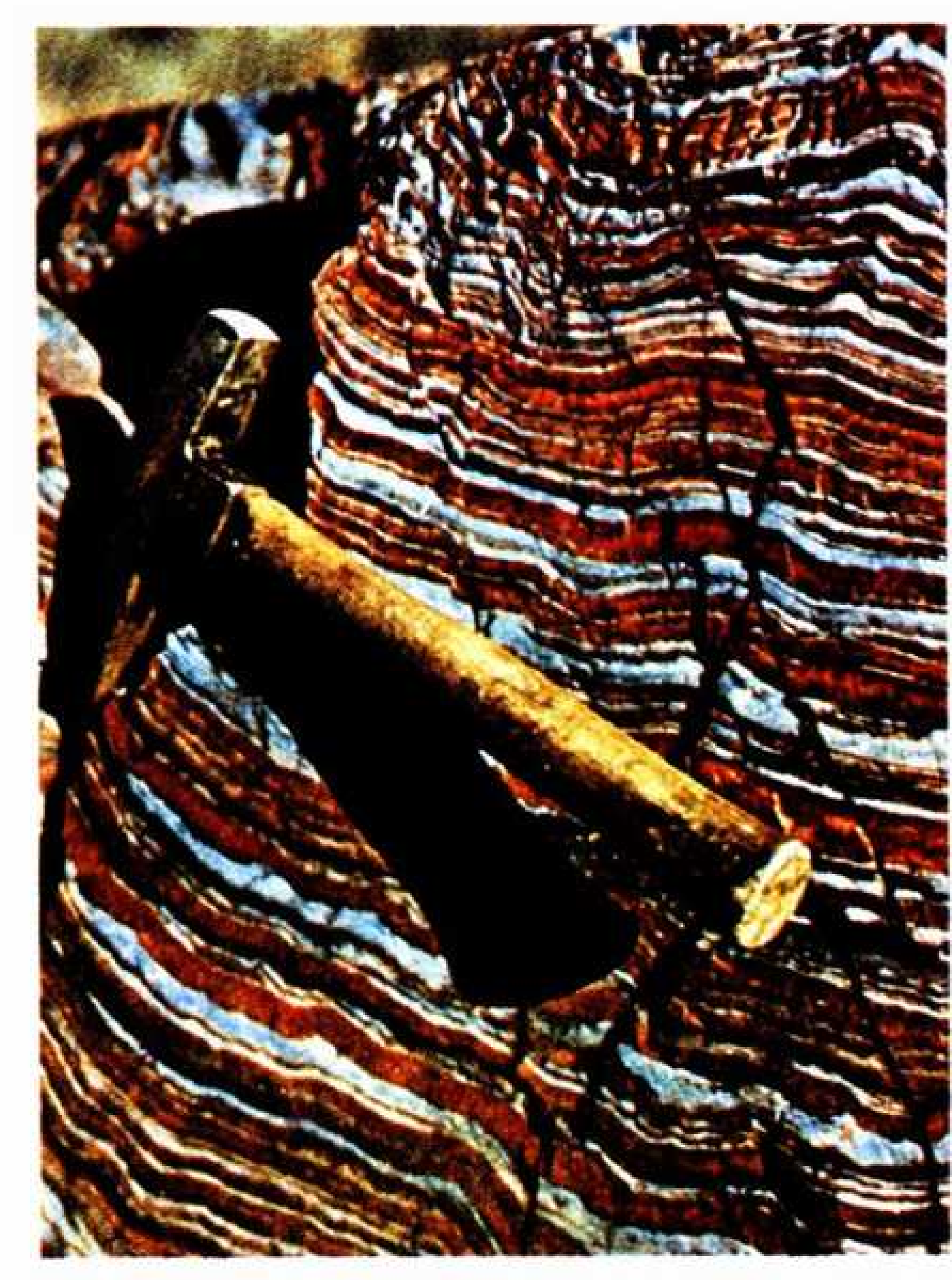
A partir sobre todo del siglo pasado se han venido sucediendo los descubrimientos de fósiles. Los paleontólogos los han encontrado en todas las capas de terreno desde el Cámbrico, es decir, desde hace 570 millones de años. Las rocas más antiguas, globalmente atribuidas al Precámbrico, constituían hasta hace poco un misterio; pero éste poco a poco está en trance de esclarecerse.

En antiquísimas formaciones sedimentarias de Africa del Sur se han encontrado trazas microscópicas de vida, que hacen pensar en restos de bacterias. En la misma región, numerosas rocas contienen inclusiones de grafito puro, esto es, de carbono. Este último es probablemente de origen orgánico; resulta de la reducción de hidrocarburos, ellos mismos producto de la descomposición de seres vivos. Los análisis por radioisótopos (del carbono y del azufre, en especial) confirman que ya en esta época, mucho antes del inicio del Cámbrico, la vida (bajo formas ya elaboradas) había hecho su aparición en el mar.

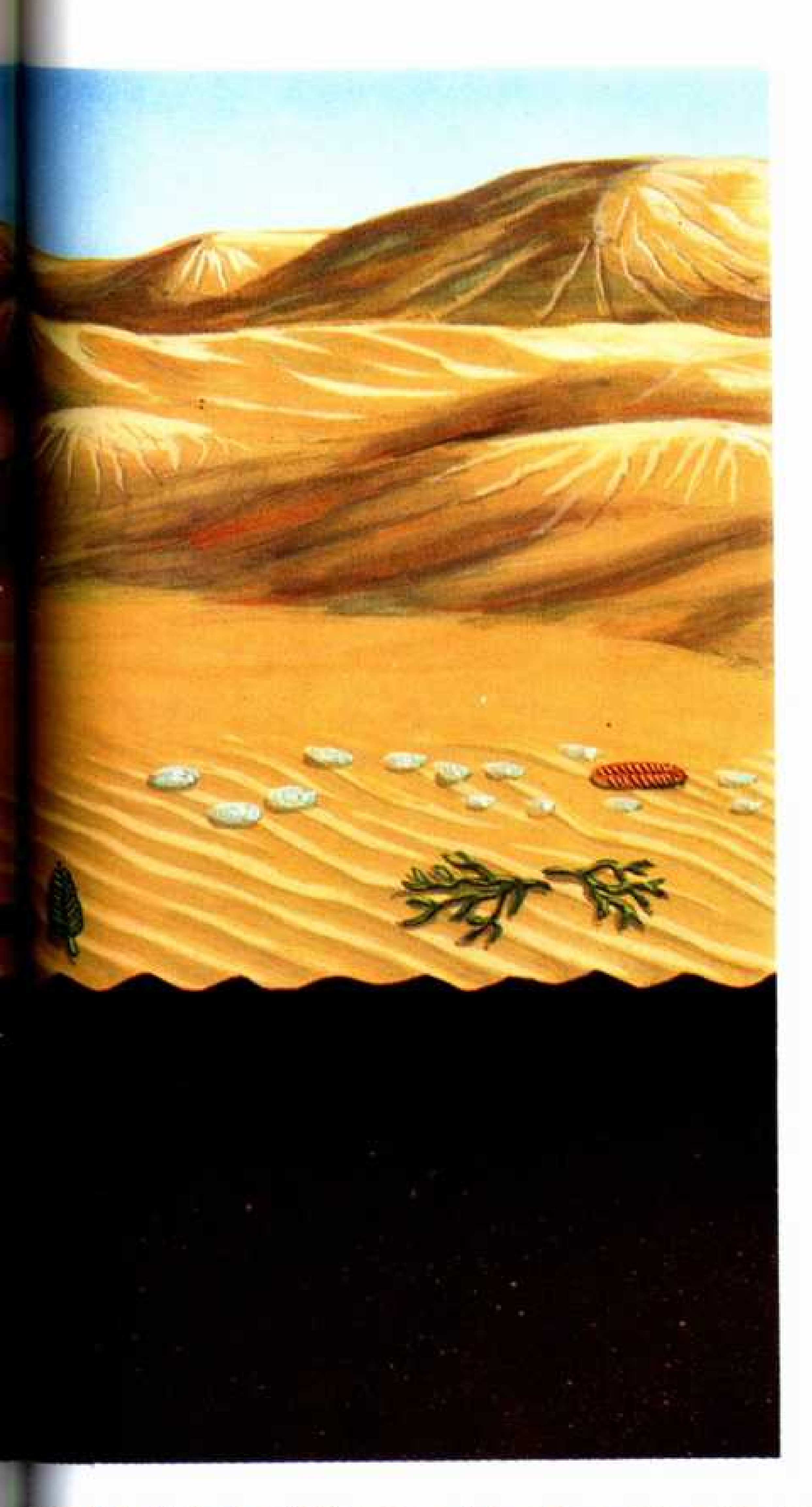
Pero el descubrimiento más apasionante se produjo en 1980, cuando se encontraron estromatolitos en rocas con 3.400 a 3.500 millones de años de antigüedad, en Australia occidental. Los estromatolitos son restos de algas unicelulares verdiazules. Estas últimas existen aún en nuestros días (por lo menos algunas de sus descendientes); se multiplican por escisiparidad, es decir, por divisiones binarias que les permiten ocupar el espacio formando un fieltro característico. Este fieltro se encuentra, fosilizado, en ciertas rocas del oeste australiano. Esta estructura es típicamente orgánica: ningún proceso de cristalización conocido puede reproducirla.

Hoy día se encuentran estromatolitos en las rocas primordiales de todos los continentes. Las de Australia son solamente las más antiguas. El entrelazado típico de las células de las algas verdiazules que las constituyen deja una impronta característica en el soporte mineral. En los mares tropicales en donde estos organismos crecen más activamente abunda el carbonato de calcio: las improntas están a menudo impregnadas de cal. Pero ocurre que los sedimentos han sido sometidos a importantes presiones tectónicas, metamorfizándose; en ese caso, la cal original ha sido suplantada por sílice.

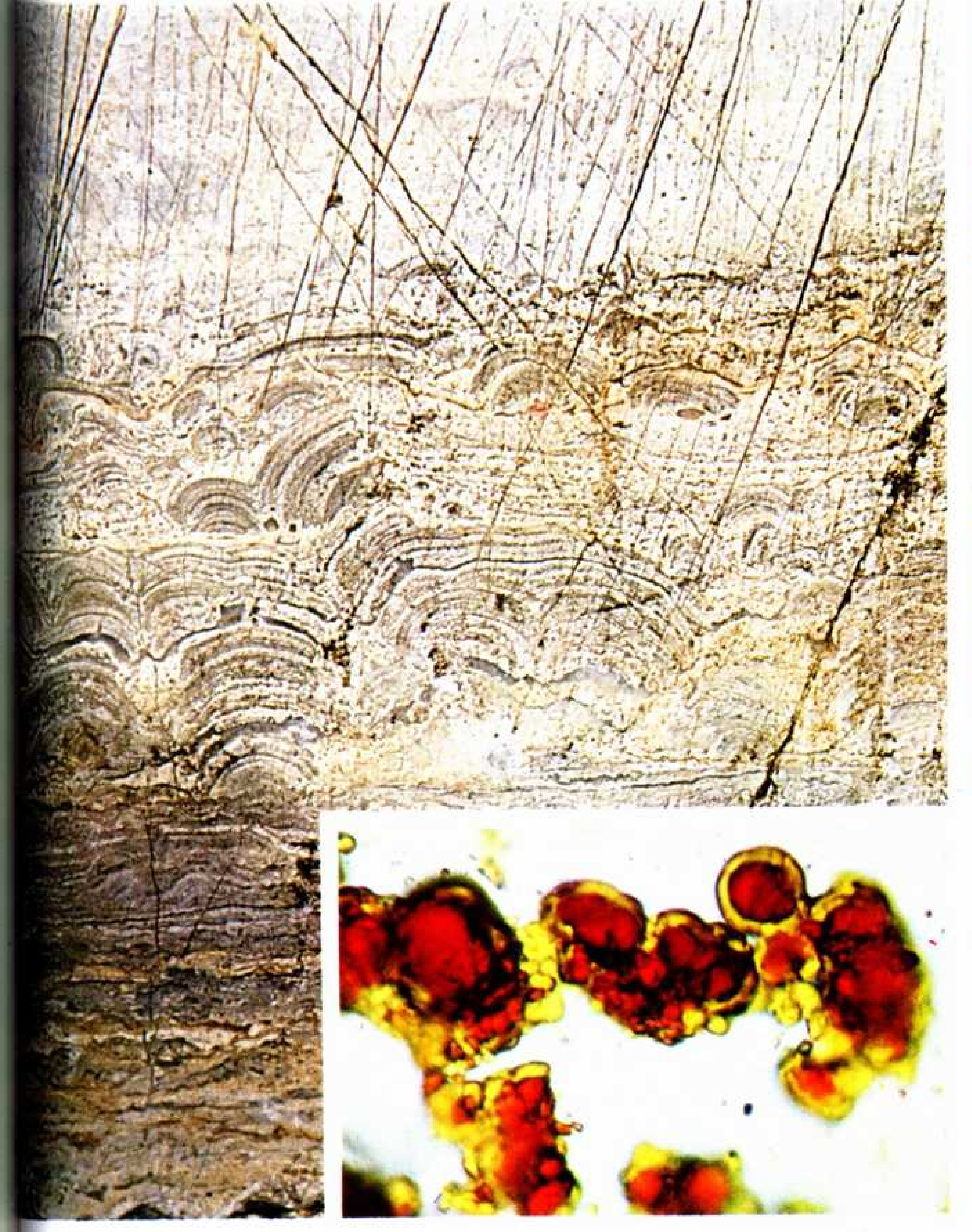
Uno de los lugares donde, en la actualidad, existe mucha alga verdiazul en fase de crecimiento y de reproducción es el golfo Arábigo-Pérsico, uno de los mares más calientes del globo. Estudiando este medio acuático, podemos hacernos una vaga idea de lo que eran los mares del Precámbrico. Sin embargo, las condiciones ecológicas eran entonces muy dife-



Los mares del Precámbrico. *Las formaciones rocosas llamadas de hierro en bandas son características de este período (arriba). En los mares vivían entonces celentéreos semejantes a nuestras medusas (1), gusanos del género* Dickinsonia *(2), otros del género* Spriggina *(3), que dejaban rastros característicos en la arena (4); a estas criaturas se añadían los* Parvacorina *(5), las plumas de mar* Rangea *y* Charnia *(6), espongiarios y algas (7), así como gusanos excavadores (8).*



rentes de las de ahora: los seres vivos apenas disponían de oxígeno; en contrapartida, había mucho gas carbónico, hierro y manganeso.
No son fáciles de describir las etapas de la aparición y de la diversificación de la vida en los albores mismos de la historia de nuestro planeta. Los paleontólogos convienen en definir, por lo menos a grandes rasgos, una serie de «revoluciones» biológicas que parecen haber sido decisivas.
La primera de todas (Revolución I) se sitúa hace unos 3.800 millones de años aproximadamente. La Tierra tenía entonces 600 millones de años de existencia. Es el momento en que, en el mar, se constituyen las primeras células: se ha inventado el código genético; permanecerá inmutable para todos los seres vivos posteriores. La abundancia de gas carbónico permite el nacimiento y multiplicación de las primeras algas fotosintéticas, microscópicas y unicelulares.
Gracias a la clorofila y al subproducto de la fotosíntesis comienza la segunda fase (Revolución II). Hace de ello unos 3.500 millones de años. La atmósfera se enriquece en oxígeno. Pero el océano sigue siendo un medio fuertemente reductor. En esas condiciones, los átomos de oxígeno liberados por la fotosíntesis son rápidamente «recuperados», uniéndose a cationes, para dar en especial óxidos de hierro.
Los volcanes proporcionan al mar cantidades fabulosas de metales, que son por lo demás igualmente drenados de los continentes por las aguas de aluvión.
De este tiempo datan las formaciones de hierro en bandas, especie de depósitos de óxidos rojizos muy conocidos de los geólogos, fechados todos en el Precámbrico.
Esta química compleja dio lugar, sin embargo, a un gran cambio: el océano se hizo poco a poco más oxidante. Acumula los carbonatos, los cloruros, los sulfatos, los boratos, etc. En una palabra, se aproxima a su composición actual. El oxígeno liberado por las algas clorofílicas no es inmediatamente absorbido por el mar: se queda en la atmósfera.
Es el comienzo de la tercera fase (Revolución III), hace 1.000 millones de años. El oxígeno libre se encuentra ya en cantidad mínima (1 por 100), pero detectable en el aire. Muy a principios del Cámbrico (570 millones de años), se cuenta ya en un 2 por 100 aproximadamente. Está lejos todavía del 21 por 100 actual; pero no cabe duda que resulta suficiente para algunos seres, y, en efecto, se asiste a la entrada en escena de los primeros animales.





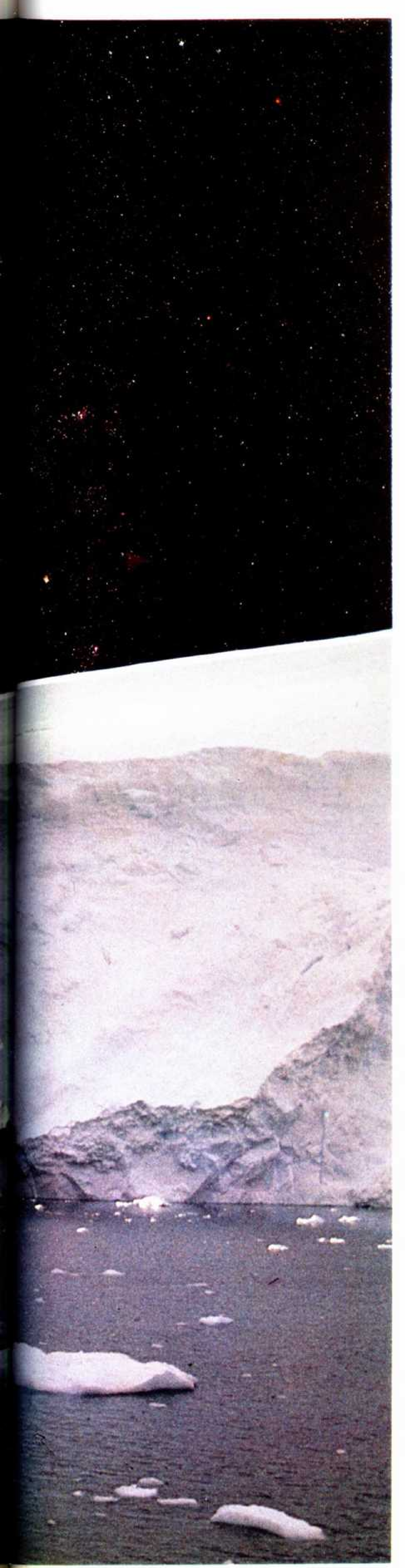
Los estromatolitos. *Particularmente en la costa de la bahía Shark, en Australia, existen una especie de «hongos rocosos» que son en realidad colonias vegetales. Se les da el nombre de estromatolitos. Se constituyen a partir de microabanicos de ciertas algas azules que, a cada marea, retienen algunos granos de arena. Capa tras capa, estas estructuras mitad orgánicas mitad minerales alcanzan dimensiones apreciables (arriba). Estos mismos estromatolitos, o en todo caso especies muy parecidas, existían ya hace tres mil millones de años (fotografía a la izquierda de estas líneas). En la fotografía pequeña, al lado: estas algas azules unicelulares se han encontrado en rocas con una antigüedad que se remonta a unos 3,2 mil millones de años, en terrenos pertenecientes a Africa del Sur.*

Los grandes ciclos glaciares

HACE ya mucho tiempo que los geólogos descubrieron en terrenos del Precámbrico grandes masas redondeadas. El origen de estas formaciones es difícil de precisar: se han modificado considerablemente, metamorfoseándose a veces, rotas y luego remodeladas por los plegamientos orogénicos, erosionadas por los agentes atmosféricos y las aguas de infiltración, etc. Sin embargo, estas formaciones hacen pensar en antiguas morrenas glaciares; y la mayoría de los geólogos admiten hoy día que la Tierra experimentó un cierto número de procesos de glaciación análogos a los (ya bien conocidos) de la era Cuaternaria. De manera general, la temperatura media del globo ha variado poco. Las glaciaciones no afectaron jamás a las zonas tropicales y ecuatoriales. Se calcula, como dijimos, que estos períodos de enfriamiento intenso ocuparon menos del 10 por 100 del tiempo total de existencia de la Tierra desde la era Primaria.

Siguen siendo mal conocidas las causas de las glaciaciones. Los científicos no se ponen de acuerdo. A este respecto, hay hipótesis encontradas. Y es que se trata de un campo de investigación esencialmente interdisciplinario: requiere de la astronomía, de la geología, de la paleontología, de la meteorología, de la oceanografía, de la botánica, etc. Algunas de las explicaciones ofrecidas provienen más de la ciencia ficción que de la ciencia.





Los grandes ciclos glaciales. La alternancia de los periodos glaciales y de los periodos cálidos en la Tierra sigue siendo en buena parte inexplicable. Entre las numerosas hipótesis formuladas a este respecto, hay una que recurre a la astronomía: las glaciaciones se producirían cuando el sistema solar se encuentra, por la rotación de nuestra galaxia (la Vía Láctea), entre los polvos periféricos de otra galaxia, las Nubes de Magallanes (aquí, a la izquierda). Abajo: dos imágenes de formaciones glaciares.



En efecto, la amplitud de los problemas que la paleoclimatología plantea requiere, por parte de los investigadores, grandes dosis de imaginación. Hay una contradicción entre la enormidad de los efectos de las glaciaciones (sobre los polos se establecen gigantescos casquetes helados y descienden hasta los 50 grados o los 40 grados Norte y Sur; el nivel de los mares baja más de 150 metros) y las débiles variaciones paramétricas que las determinan: para que se desencadenen, basta con que la temperatura media del globo baje en 3 ó 4 grados centígrados. Por lo demás, si las glaciaciones hicieron sentir sus potentes efectos al eliminar algunas especies animales y vegetales y al propiciar otras, nunca pusieron en peligro la vida misma: la ley de continuidad biológica se verifica desde hace más de 4.000 millones de años; algunos organismos simples, especialmente entre las bacterias y las algas azules, han atravesado las edades permaneciendo siempre idénticas.

No son evidentes las variaciones energéticas que podrían explicar las glaciaciones. El Sol envía por término medio a la Tierra dos calorías por centímetro cuadrado y por minuto: es casi una constante; número que sólo de forma imperceptible modifican las erupciones que tienen lugar en nuestra estrella periódicamente. La temperatura media en la superficie del globo es de 20 grados centígrados, más-menos 5 grados centígrados. En cuanto a las aguas marinas, están por término medio a 3,9 grados centígrados.

Los estudios de paleoclimatología, llevados a cabo especialmente en Groenlandia y en la Antártida a partir de la extracción y del examen de muestras de hielo, ponen de manifiesto que existen tres ciclos climáticos distintos: el de las estaciones (anual), el de la actividad solar (que es de once años) y el llamado de los 100.000 años (cuya causa no se conoce bien, pero que está suficientemente comprobado). A estas tres manifestaciones repetitivas se añade el gran ciclo de nuestra galaxia: ésta (la Vía Láctea) efectúa una rotación sobre sí misma cada 300-310 millones de años. Una hipótesis sería que las glaciaciones se desencadenan cuando hay una conjunción entre el paso del sistema solar por una zona de polvos interestelares y los periodos fríos de los ciclos de 100.000 y once años. En tales condiciones, el descenso general de la temperatura bastaría para iniciar el proceso de solidificación de una parte del agua de mar. Este congelamiento se acentúa y se mantiene durante unos cientos de miles o algunos millones de años; luego, comienza el deshielo, y el nivel de los mares vuelve a subir.

Los testimonios geológicos que poseemos sobre las glaciaciones del Precámbrico son mínimos; y son, además, de compleja interpretación. Por una parte, las morrenas fósiles aparecen en casi todos los continentes existentes en aquel entonces, salvo en los que se encontraban en las inmediaciones del ecuador. Por otra parte, estas rocas glaciares alternan con formaciones de estromatolitos, típicas de mares cálidos. Algunos geólogos han llegado a negar la existencia efectiva de las glaciaciones en el Precámbrico. El australiano George Williams, por el contrario, ha tratado de comprobar su existencia recurriendo a un razonamiento astronómico. En la actualidad, dice, el eje de la Tierra está inclinado 23° 27' con relación a la perpendicular en el plano de la eclíptica (o plano de rotación del globo alrededor del Sol); los demás planetas del sistema solar tienen diferente inclinación, y parece que ésta puede variar, en especial por efecto de la fuerza de atracción de los satélites (para nuestro planeta: la Luna). Bien pudo suceder que la Tierra estuviera tan inclinada sobre el plano de la eclíptica, que uno de los polos se encontrara entera y permanentemente en la sombra durante milenios. Nada sorprendente, pues, que, en tales condiciones, un enorme casquete helado cubriera el hemisferio que no veía a nuestra estrella.

El Paleozoico inferior

A finales del Precámbrico, todos los ecosistemas marinos rebosan literalmente de plantas y animales. Antes de esta época, los fósiles son escasísimos, sobre todo sin concha; a partir de ahora abundan, ofreciendo una gran variedad. La era Primaria, o Paleozoico, comienza hace unos 570 millones de años aproximadamente; se divide en períodos de 30 a 70 millones de años, agrupados de dos en dos: el Cámbrico y el Ordovícico constituyen el Paleozoico inferior; el Silúrico y el Devónico, el Paleozoico medio; el Carbonífero y el Pérmico, el Paleozoico superior.

El Cámbrico comienza con una amplia transgresión marina: las aguas océanicas, por mucho tiempo inmovilizadas en forma de hielo durante la última glaciación antecámbrica, invaden inmensas porciones continentales. Esta subida de nivel va acompañada de cambios en la composición misma del líquido oceánico; la creciente alcalinidad hace que numerosos invertebrados se diferencien adquiriendo conchas, caparazones o exoesqueletos de carbonato de calcio.

Los trilobites triunfan en las filas de los articulados y dan origen a innumerables especies. Este es también el caso de los braquiópodos y de los moluscos. Esta brusca proliferación taxonómica hace pensar que, a partir del Precámbrico, actuó la fuerza evolutiva, abriendo numerosas «pistas» para la adaptación.

El Paleozoico inferior se caracteriza ya por la separación de las tierras emergidas en dos supercontinentes: la pre-Laurasia (América del Norte, Europa y la parte septentrional de Asia) y el pre-Gondwana (formado por la India, Africa, Australia, América del Sur y la Antártida). Durante la primera mitad (Cámbrico) de este largo período, el polo Sur se encuentra situado probablemente en Marruecos; durante la segunda mitad (Ordovícico) estaba todavía en el Sáhara occidental. Existen pruebas de esta localización: en el desierto sahariano se han descubierto impresionantes formaciones glaciares fósiles, y en Arabia Saudí se han encontrado tillites. Las arenas del Sáhara y del desierto de Arabia se formaron sobre una inmensa plataforma continental; se encuentran ahí rastros de animales propios de aguas poco profundas, especialmente del grupo de los trilobites y del de los braquiópodos. Los gusanos anélidos están igualmente bien representados, por ejemplo por el género *Skolithos*. Esponjas y celentéreos fijos o libres (medusas primitivas) completaban, entre otros, el ecosistema.

Todavía no se ha encontrado explicación a la explosión de vida en el Cámbrico; pero resulta evidente. Antes de esta época, había algas azules, arrecifes de estromatolitos y algunos poquísimos invertebrados. De repente aparecen más de 1.500 especies de invertebrados (de los que el 60 por 100 eran trilobites y el 30 por 100 braquiópodos). Los arqueociátidos, que se clasifican entre las esponjas primitivas (aun cuando no todos los zoólogos estén de acuerdo en esta clasificación), construyen los primeros grandes arrecifes. Aún son escasos los moluscos lamelibranquios. En el *phylum* de los equinodermos se conocen ya algunos cistoideos y crinoideos.

En el Ordovícico, los trilobites están

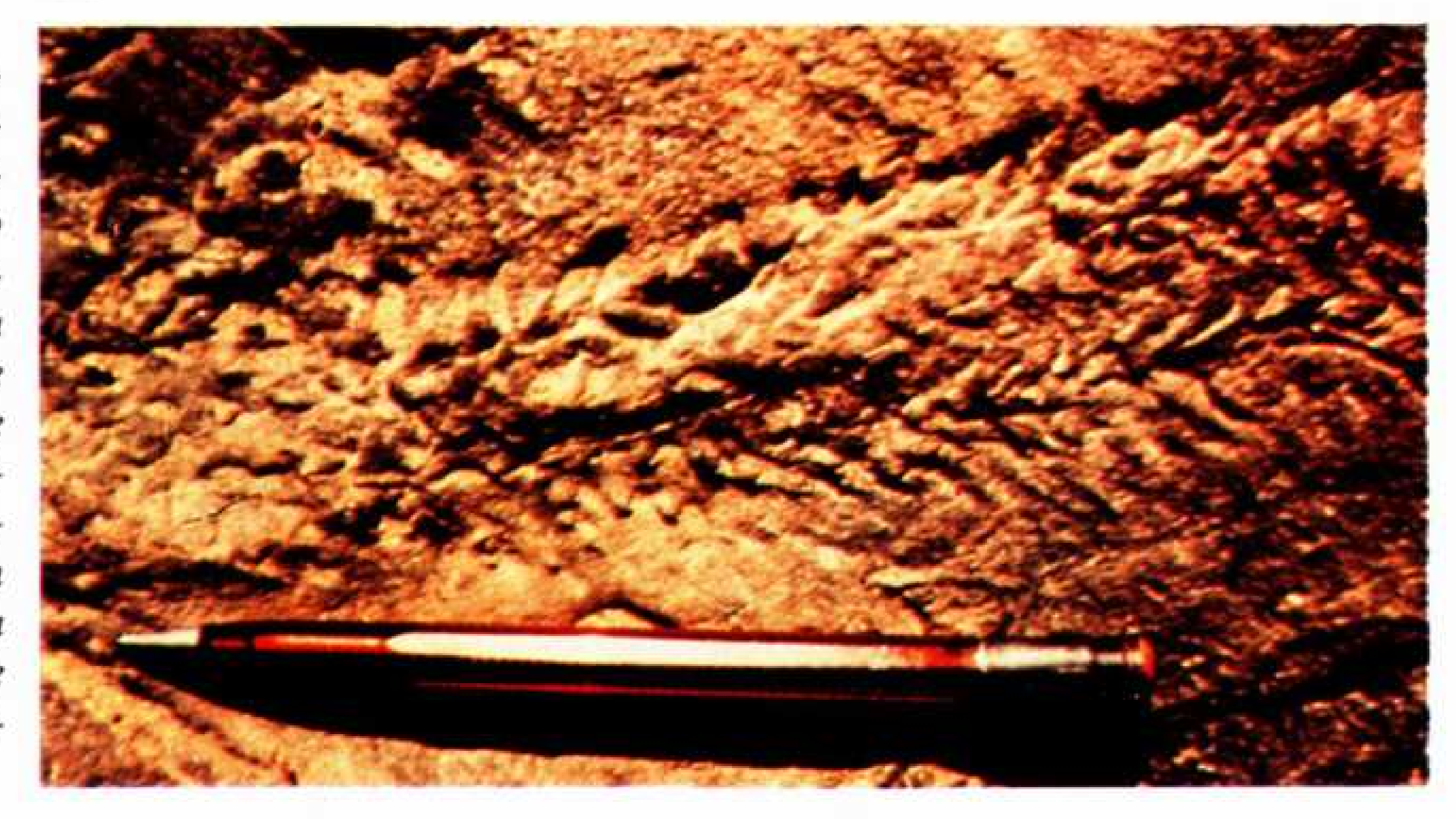


sumamente diversificados; los celentéreos son igualmente numerosos; los crinoideos constituyen inmensos arrecifes; se ven nadar moluscos gasterópodos y cefalópodos (en especial, nautilos). Las plantas vasculares probablemente no han aparecido aún. Por el contrario, es la época en la que se diferencian los primeros vertebrados: los agnatos, o ciclóstomos, o peces sin mandíbulas; estos animales primitivos tienen representantes vivientes en la actualidad: las lampreas y las mixinas.

Los mares del Ordovícico. *Es el tiempo en que aumenta bruscamente el número de criaturas acuáticas; todos los géneros se diversifican en un amplio abanico de especies. Los equinodermos experimentan una notable fase de expansión; cefalópodos y graptolitos nadan ya a mar abierto. Abajo: fósiles de graptolitos del Ordovícico; estos animales pertenecían al* Phylum *de los estomacordados.*



Los mares del Cámbrico. *En esta época, el fondo de los océanos estaba colonizado por numerosas especies de esponjas (1, 2 y 3). Celentéreos comparables a nuestras medusas nadaban libremente (6), mientras que los moluscos lamelibranquios, parientes de los mejillones actuales, poblaban las rocas. Pero los animales más comunes eran los trilobites (4), que se desplazaban por el fondo dejando un rastro característico en la arena, y de los que se conocen centenares de especies diferentes. Algunos de estos articulados se escondían en el substrato (5). A la izquierda: un trilobite fósil; a la derecha: rastro de trilobites.*



El Paleozoico medio

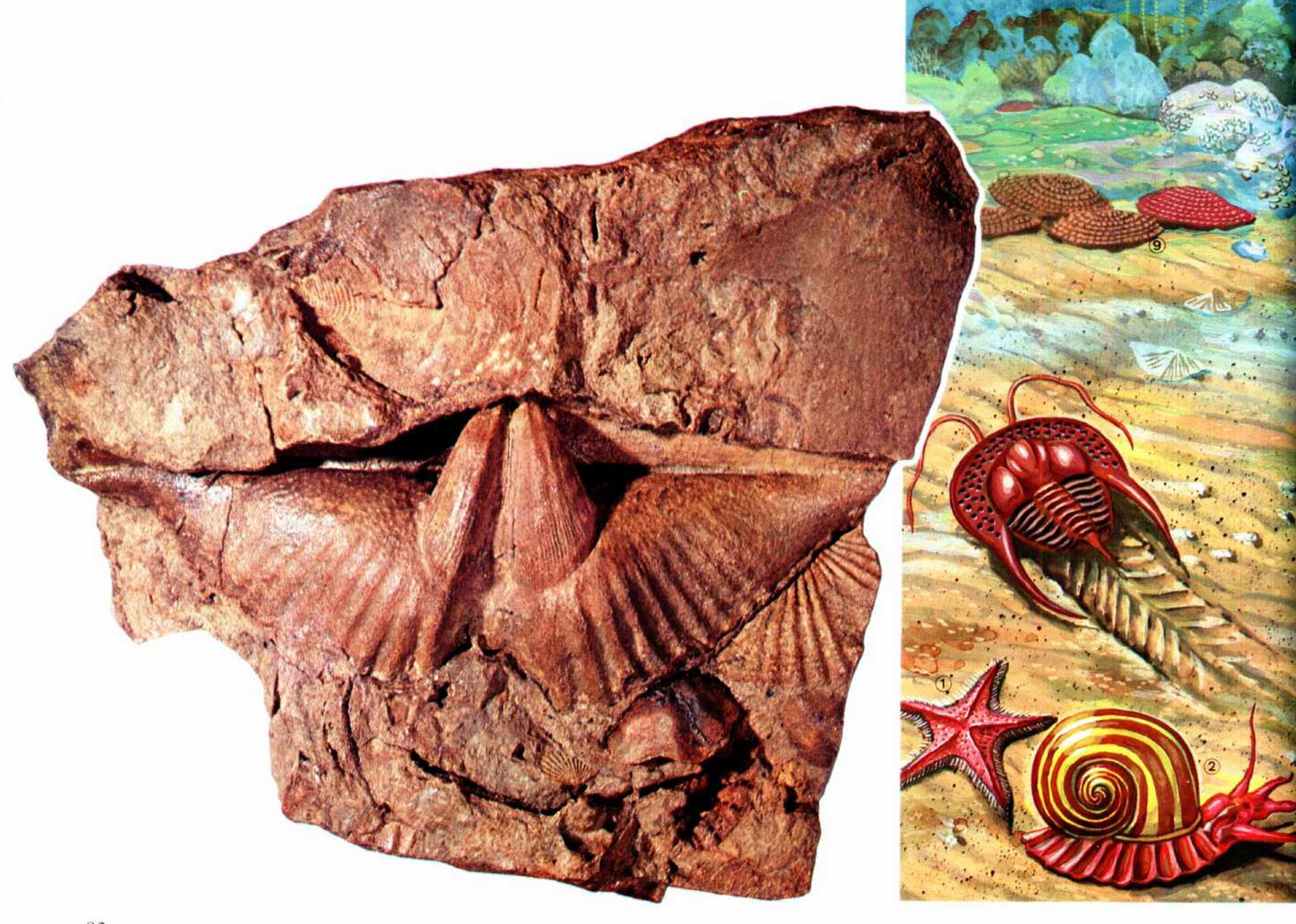
Los períodos del Silúrico y el Devónico, que se extienden desde −440 a −350 millones de años, se caracterizan especialmente por el cierre gradual del océano Atlántico primitivo (llamado *Iapetus*), y por la acentuación de los movimientos caledonianos: estos últimos, iniciados en el Ordovícico, consisten en una serie de surrecciones montañosas, cuyo rastro se encuentra aún desde Escandinavia hasta Escocia y Canadá, y desde el país de Gales a la China septentrional.

Los fósiles marinos de esta época plantean un problema a los paleontólogos: parece que hay que dividirlos en dos grupos muy distintos, uno que forma la «provincia faunística Pacífica», y otro, la «provincia faunística Atlántica». División en verdad un tanto incierta: el remodelamiento de la fisonomía de nuestro planeta debido al plegamiento caledoniano no permite explicarla por sí solo.

Es en el Silúrico cuando aparecen las primeras plantas vasculares: los psilofitos, que se encuentran especialmente en Bohemia y en las Spitzberg. Se multiplican los invertebrados, particularmente los graptolitos, los moluscos lamelibranquios y algunos unicelulares, como los quitinozoos. Entre los vertebrados, los agnatos están en su «edad de oro», pero luego decaen; entran en escena, efectivamente, los peces verdaderos, o gnastóstomos, provistos de mandíbulas (y no ya de una boca de ventosa): son los peces con armadura, o artródiros, y los acantodios, o peces con el tronco y la cola cubiertos de pequeñas escamas de forma piramidal.

Se conoce bastante bien la facies de la Tierra en el Devónico. En el hemisferio Norte recibe el nombre de «continente Norte-Atlántico» un vasto conjunto que abarca Canadá, Groenlandia, las islas Británicas y Escandinavia. Entre esta inmensa unidad y el escudo siberiano se abrió un mar Uraliano. Las tierras del sur están separadas de las tierras septentrionales por la Thetis. Comprenden el escudo guayano-brasileño, el escudo africano, la India, Australia y la Antártida, tierras sólidamente unidas entre sí.

Los mares se pueblan de innumerables animales: moluscos, lamelibranquios, gasterópodos y cefalópodos; braquiópodos; crinoideos, pólipos constructores de arrecifes, etc. Los trilobites se baten en reti-



Los mares del Silúrico y del Devónico. *En el Silúrico inferior, los mares cálidos pululan literalmente de formas de vida. En el fondo se encuentran estrellas de mar del género* Paleaster *(1), moluscos gasterópodos (2), lirios de mar (6) y celentéreos fijos, como los madreporarios primitivos* Heliolites *(3) y los corales* Favosites *(5),* Halisites *(9) y* Rugosa *(4). Los nautiloideos (7), moluscos cefalópodos ancestros de los nautilos actuales, tienen todavía una concha desplegada; pero en ciertas especies del grupo, esta concha comienza a enrollarse en espiral; las partes duras de estos animales alcanzaban a veces 36 centímetros de longitud. Cerca de la superficie flotan colonias de graptolitos (8). A finales del Silúrico aparecen los primeros vertebrados, probablemente en aguas dulces. En el Devónico abundan los peces (abajo, huella fósil de* Drepanapsis gemundentis*), y viven en compañía de cada vez más abundantes ammonites, de corales tetracoralarios y de braquiópodos (en la página anterior, abajo,* Spirifer paradoxus *atrapado en sedimento).*



rada, pero los crustáceos se diversifican. Predominan los peces con armadura (especialmente placodermos). Los mares son frecuentados por peces pulmonados, como los dipneustos (algunos de cuyos representantes de esta rama existen todavía). En todas las aguas nadan peces crosopterigios (el famoso celacanto es uno de sus fósiles vivientes). Escorpiones, arañas e insectos se lanzan a la conquista de tierra firme. Aparecen los primeros tetrápodos: son los anfibios (batracios) estegocéfalos. Y los vegetales vasculares colonizan los continentes: helechos, colas de caballo, licópodos y cordaítas preparan la explosión vegetal del Carbonífero.

La gran época del carbón

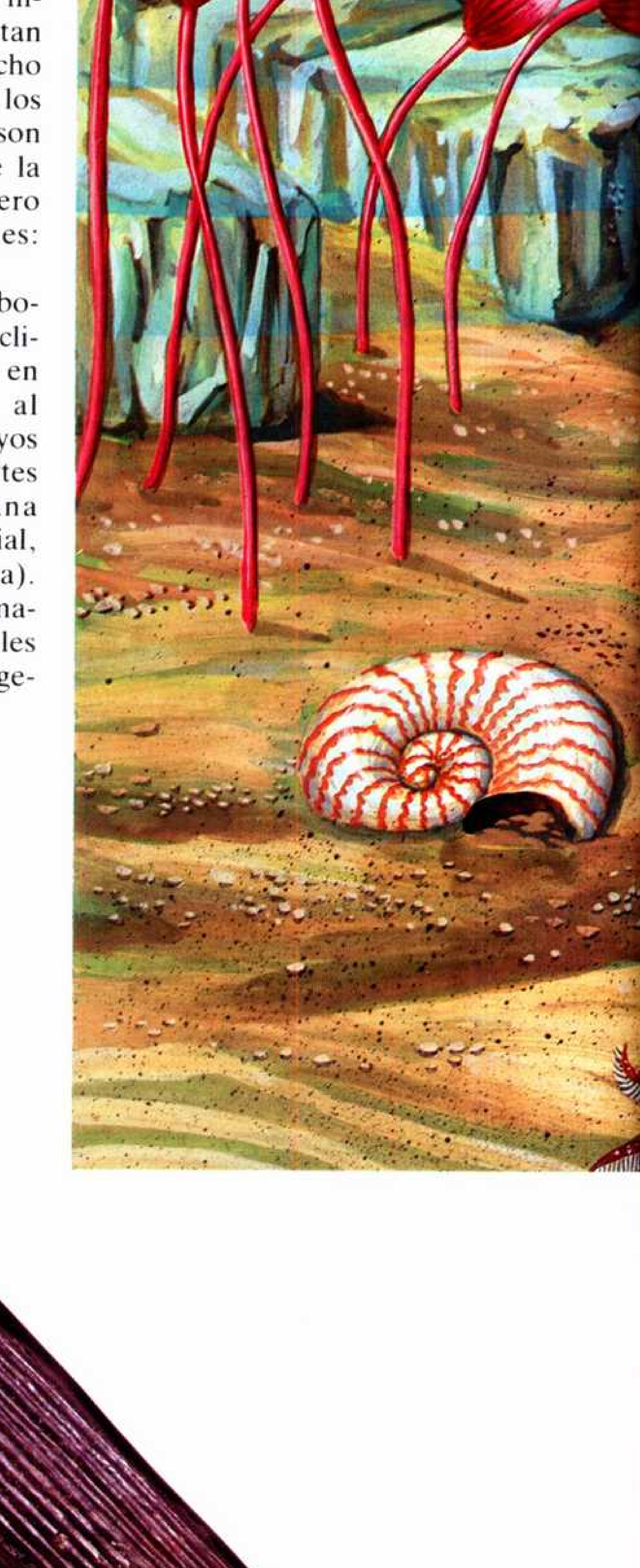
RECIBE el nombre de «continente de los Viejos Gres Rojos» el gran conjunto de tierras que se constituye en el Silúrico-Devónico, y que incluye Canadá, Groenlandia, la Europa caledoniana y Escandinavia. El clima que ahí impera y que se perpetúa en el Carbonífero es primero cálido y seco, y luego cálido y húmedo. La organización general de los mares y de las tierras es poco más o menos la misma en el Carbonífero que en la época precedente: al norte, el continente Norte-Atlántico, el mar Uraliano y el escudo siberiano; en medio, la Thetis; al sur, el escudo guayano-brasileño, el escudo africano, la India, Australia y la Antártida, reunidos para formar el supercontinente llamado Gondwana.

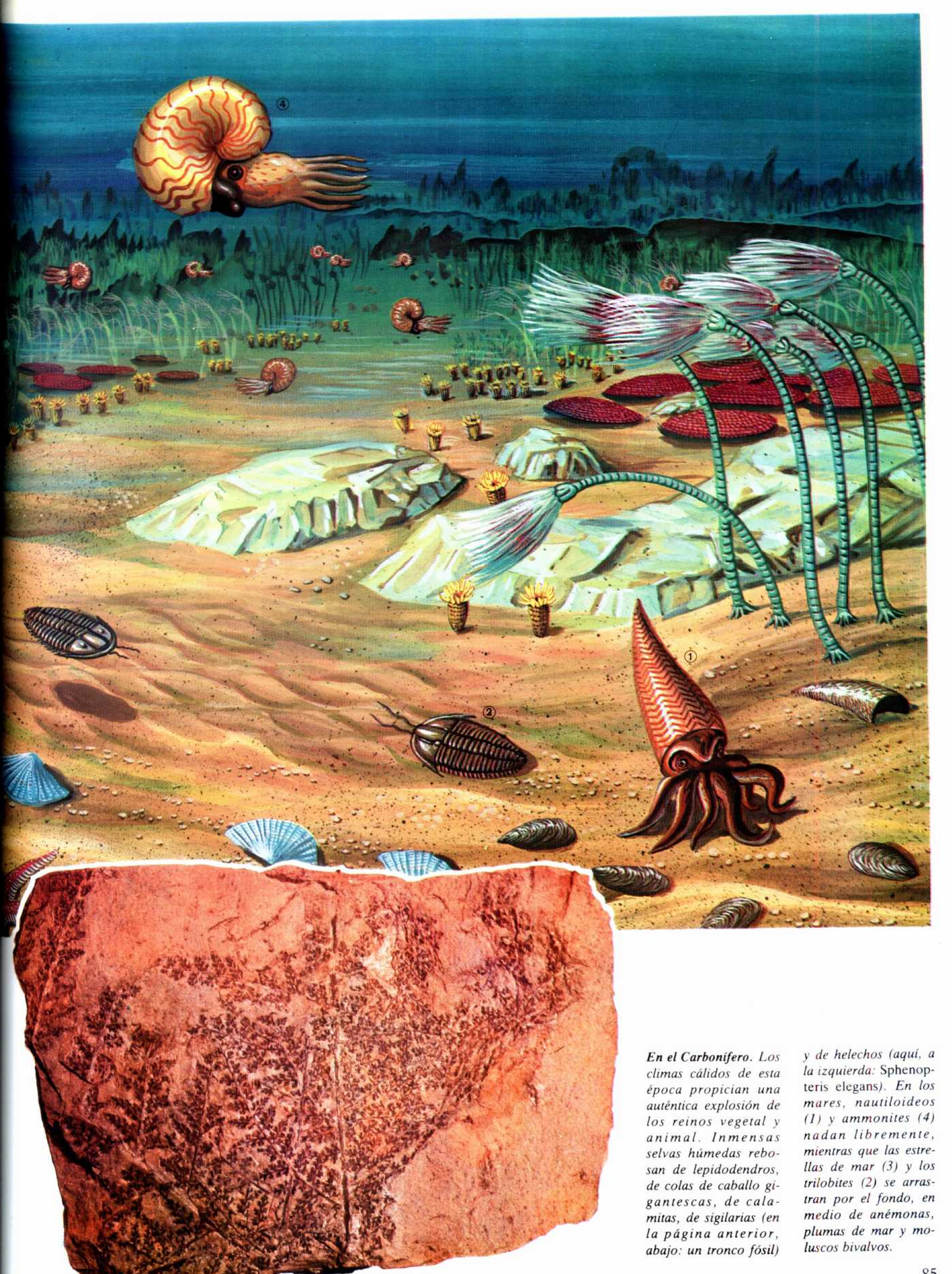
La flora del Carbonífero es sorprendentemente rica, favorecida por el clima; debería de ser, en gran parte de Europa por lo menos, análoga a la que existe hoy día en Florida, en la Amazonia o en la desembocadura del Níger. Las grandes llanuras pantanosas y lagunares conservan perfectamente los fósiles vegetales; los cadáveres de las plantas, descompuestos por bacterias, forman gigantescas acumulaciones de carbón. Siguen siendo numerosas y abundantes las algas, pero ahora es la época de la gran diferenciación de las criptógamas vasculares. Las licopodiáceas gigantes (lepidodendros y similares) alcanzan de 25 a 30 metros de altura. Algunas equisetinas, como las calamitas, llegan a los 10 ó 12 metros. Helechos de todos los tamaños, muchos de los cuales son arborescentes, constituyen admirables florestas: *Rhacopteris, Pecopteris* y *Sphenopteris* se encuentran entre los géneros más abundantes. Entre sus troncos cuelgan las lianas. Los musgos contribuyen en las tierras pantanosas a la formación de las capas de turba. Los vegetales vulgarizan la semilla, que habían inventado en el período precedente: los espermatofitos están, en efecto, ampliamente representados por las gimnospermas (cordaítas de 40 y más metros de altura, y primeras coníferas).

No menos admirable es la riqueza de la fauna. En los mares pululan grandes foraminíferos, los fusilínidos, cuyas conchas constituyen calizas características. Los celentéreos (tabulados, tetracoralarios) edifican poderosos arrecifes, donde se asocian concrinoideos, briozoos y braquiópodos. Los trilobites decaen cada vez más, pero los crustáceos continúan diferenciándose y adaptándose al nuevo medio. Los peces siguen siendo bastante semejantes a los de la época anterior, aunque se individualizan numerosas nuevas especies; en ríos y lagos proliferan los anfibios, abundantes y variados (*Protriton, Sauravus*, etc.).

En tierra firme, los insectos y las plantas superiores inician sus sorprendentes esponsales. Los insectos alcanzan dimensiones respetables, como la famosa libélula del Paleozoico, que medía 60 centímetros de envergadura. Estos animales conquistaron no sólo la mayor parte de las aguas dulces y de los biotopos de las tierras emergidas, sino que también se hicieron dueños de la atmósfera. Inventan el ala y el vuelo, que descubrirán mucho más tarde algunos reptiles, las aves y los mamíferos quirópteros. Los insectos son uno de los más perfectos inventos de la vida. Finalmente, es en el Carbonífero cuando aparecen los primeros reptiles: *Petrolacosaurus* y *Limnoscelis*.

Todas las cuencas carboníferas del Carbonífero se constituyen en condiciones climáticas tropicales o ecuatoriales. Pero en esta época, la Tierra experimenta al menos una importante glaciación cuyos rastros se han encontrado en las partes continentales del antiguo Gondwana (América del Sur, Africa sudecuatorial, Madagascar, India, Australia, Antártida). Las rocas características de estas formaciones son las tillitas, muchas de las cuales presentan incrustaciones de fósiles vegetales de *glossopteris*.





***En el Carbonífero.** Los climas cálidos de esta época propician una auténtica explosión de los reinos vegetal y animal. Inmensas selvas húmedas rebosan de lepidodendros, de colas de caballo gigantescas, de calamitas, de sigilarias (en la página anterior, abajo: un tronco fósil) y de helechos (aquí, a la izquierda:* Sphenopteris elegans*). En los mares, nautiloideos (1) y ammonites (4) nadan libremente, mientras que las estrellas de mar (3) y los trilobites (2) se arrastran por el fondo, en medio de anémonas, plumas de mar y moluscos bivalvos.*

Los mares del Pérmico

DURANTE la totalidad del Paleozoico, el gran continente austral (Gondwana) permanece unido. Sólo a finales de esta prolongada era geológica comienza a desmembrarse. Africa se separa de América del Sur, mientras la Antártida se aísla, dejando que se desprendan Madagascar y la India (Australia se separará después). A principios del Paleozoico, el polo Sur estaba situado al noroeste de Africa; gradualmente avanza hacia su posición moderna, en la Antártida.

En el hemisferio Norte, los acontecimientos se precipitan. En el Pérmico inferior, la Europa occidental está todavía separada de Asia y del mar Uraliano; pero los plegamientos hercinianos obligan a este último a retirarse; pronto no será sino un simple golfo de la Thetis. El Atlántico comienza a ensancharse: América del Norte huye hacia el oeste, mientras el bloque eurasiático recientemente formado deriva hacia el este; la dorsal medio-atlántica, por lo menos en su mitad norte, inaugura su función, tan importante para el conjunto del movimiento de las placas tectónicas.


La flora y la fauna del Pérmico no varían fundamentalmente de las del Carbonífero. Los terrenos pérmicos típicos de Rusia se caracterizan por su riqueza en moluscos tanto cepalópodos como lamelibranquios y gasterópodos. En Alemania se encuentran desde esta época yacimientos de carbón con fósiles de plantas como *Walchia piniformis,* pero también domos de sal de más de 1.000 metros de espesor, resultantes de la desecación del mar de Zechstein, que era un golfo del mar Uraliano. En Africa, los esquistos y carbones del Zaire, de Mozambique y de Sudáfrica son abundantes en plantas de los géneros *Glossopteris, Gangamopteris* y *Sigillaria.* En el Brasil se encuentran estos mismos vegetales, acompañados de *Lepidodendron,* que también se observan en la India y en la Antártida. En el Pérmico es cuando se constituyen también los yacimientos de carbón de la Antártida: los paleobotánicos han identificado ahí 22 géneros vegetales y 43 especies, sobre todo glosopteridios (cerca del 70 por 100 de los hallazgos), pteridospermas, cordaítas y equisetales.

Los animales, tan numerosos en el mar como en los continentes, aprovechan ahora ya plenamente el oxígeno atmosférico, que las plantas clorofílicas han liberado en el transcurso de su actividad fotosintética. Abundan los peces, al mismo tiempo que los celentéreos, los moluscos, los crustáceos y los equinodermos. Por el contrario, los trilobites acaban por desaparecer para siempre. Los anfibios se diversifican, y los reptiles colonizan todos los medios: preparan pacientemente su gran triunfo de la era Secundaria. Cuando se estudian detalladamente, se advierte que se encuentran fósiles de ciertos géneros e incluso de ciertas especies en inmensas porciones de la Tierra; por ejemplo, desde el norte de Rusia a Africa del Sur; esta comprobación hace pensar que el Gondwana y Laurasia no estuvieron probablemente aislados por completo durante el Pérmico: las repercusiones del plegamiento herciniano debieron de tender puentes entre ellos a través de la Thetis. Los paleontólogos reconocen, por su parte, que, si se han formado una idea general correcta de las modificaciones de la fisonomía de la Tierra en los períodos antiguos, están lejos de poder confirmar sus asertos en muchos casos. Por lo demás, ¿cómo podrían hacerlo? Pruebas geológicas indispensables han sido enterradas para siempre en las entrañas de la Tierra, especialmente como consecuencia de los gigantescos plegamientos montañosos de la era Terciaria.





El fin de una era. *El Pérmico constituye un tiempo de grandes cambios: finaliza la era de los trilobites y va a empezar la de los reptiles. Los peces tienen ya a veces caracteres muy modernos, como* Paleoniscus freislebeni *(aquí, al lado). Abundan los reptiles y aparecen ya bastante diferenciados (arriba: un* Labidosaurus*).*



La era de los dinosaurios

Una nueva época

El Paleozoico, por muchos conceptos, fue un tiempo de tanteo. La vida, durante más de 350 millones de años, experimentó en él la mayor parte de los grandes planes de organización de las plantas y de los animales: algas unicelulares, criptógamas vasculares, plantas de semilla, esponjas, celentéreos, gusanos, moluscos, equinodermos, artrópodos, procordados, vertebrados. La era Secundaria, o Mesozoico, fue mucho más corta: unos 160 millones de años aproximadamente, de −225 a −65 millones de años. Pero fue una era de extraordinarias aventuras. Nacidos en la era precedente, los reptiles tuvieron en ella un prodigioso destino: no sólo su rama triunfó con los dinosaurios, sino que algunos, más discretos, dieron nacimiento a las dos clases más modernas de los tetrápodos: los mamíferos y las aves.

Hoy día existen en la Tierra más de 1,5 millones de especies vivas catalogadas, un millón de las cuales corresponde sólo a los insectos. Poca cosa en verdad con relación a la totalidad de las que existieron a lo largo de las edades geológicas. La evolución es un hecho: la naturaleza «inventa» sin cesar nuevas formas; algunas se mantienen, otras desaparecen, otras más lo invaden todo. Los mecanismos que presiden la evolución son más difíciles de poner de manifiesto. El transformismo de Lamarck, según el cual los seres vivos adquieren nuevos caracteres y nuevos órganos cuando se enfrentan a una nueva situación del medio, apenas se sostiene, y ya nadie lo defiende.

El darwinismo, que explica la evolución por la presión de la selección natural y la supervivencia de los más aptos, tiene muchos más triunfos en la mano; pero buen número de biólogos y de paleontólogos actuales denuncian su carácter demasiado exclusivo, incluso bajo su forma más elaborada (neodarwinismo).

Sea de ello lo que fuere, se comprueba que ciertos grupos animales o vegetales, en determinados momentos de la historia de la Tierra, levantan auténticos imperios. Dan origen a miles de especies emparentadas, que conquistan todos los medios, adquieren diversas dimensiones y se adentran por caminos evolutivos muy variados.

Como consecuencia de las modificaciones del medio (cataclismos climáticos, etc.), las especies demasiado especializadas desaparecen en provecho de otras, generalmente más discretas, pero capaces de resistir las nuevas condiciones ecológicas. A su vez, estas especies se diferencian, colonizan los espacios disponibles y mueren. Sin embargo, sucede que algunas especies no evolucionan y, por sorprendente que ello pueda parecernos a todos, atraviesan las edades sin dificultad.





Fauna y flora del Mesozoico. *El clima suave y húmedo de esta época fomenta la mayoría de las formas de vida. Los insectos conquistan todos los medios (arriba, en el centro: una libélula fósil). Muy pronto aparecen los mamíferos; y triunfan los reptiles. Arriba:* Iguanodon bernissartensis. *En el centro: una hembra de ictiosaurio con seis crías en su vientre. También las aves entran en escena (abajo, en el centro:* Archaeopterix*); y se diversifican las plantas; aquí, al lado: un tronco silicificado de* Dadoxylon*; en la página anterior, a la izquierda: una rama de* Otozamites.

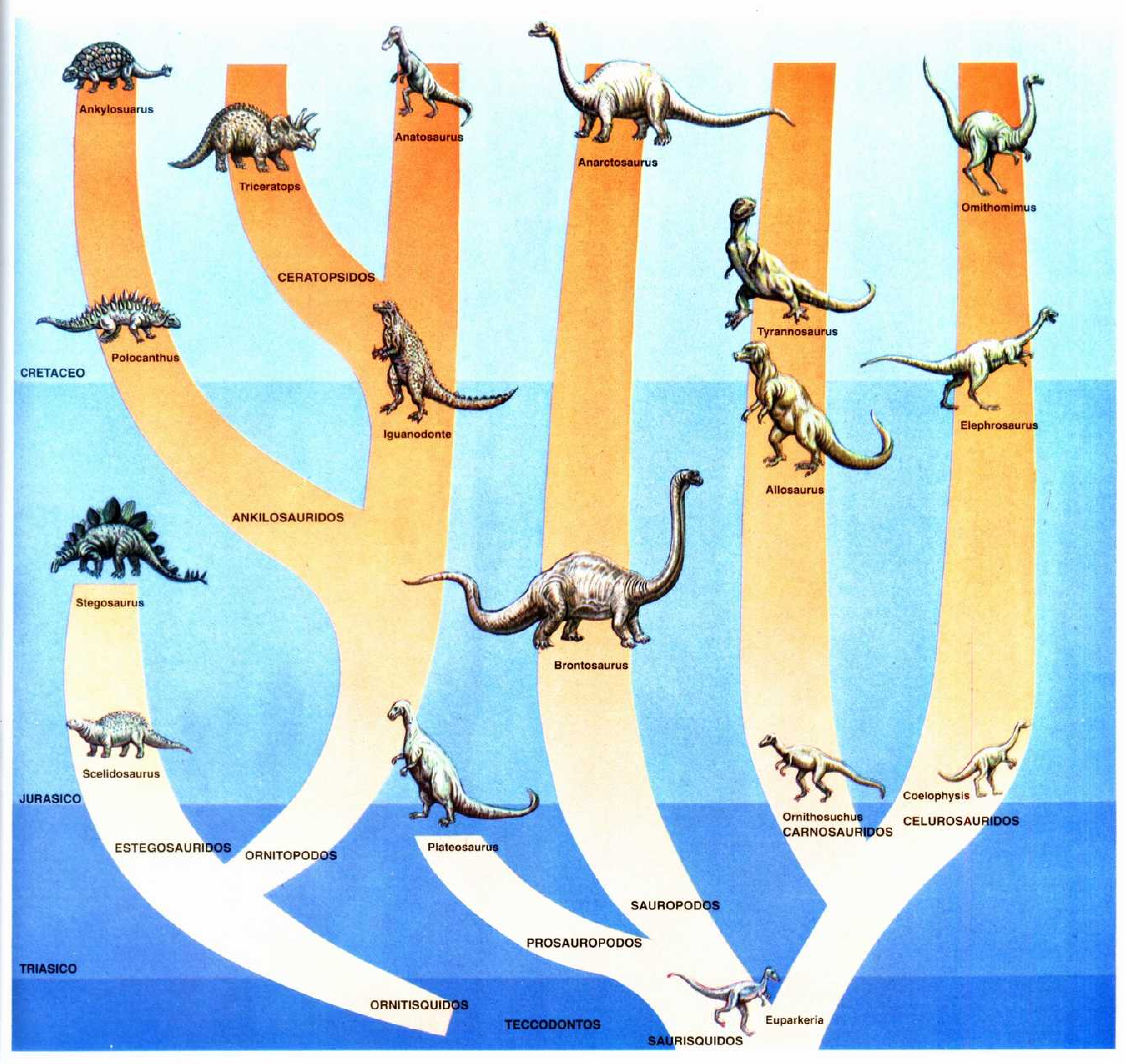
El ascenso de los dinosaurios

POR muchos conceptos, la era de los dinosaurios —el Mesozoico— es una «era de miel y de leche» para las poblaciones vegetales y animales. Se ha reducido la actividad tectónica: la fisonomía de la Tierra apenas se modifica. El clima sigue siendo en conjunto cálido, y apenas se encuentran rastros de glaciación. El nivel de los mares es más alto que en nuestros días, lo que origina que aumente la superficie de las plataformas continentales, muy favorables, como ya hemos comentado en repetidas ocasiones, para la eclosión y diversificación de la vida en nuestro planeta.

Los reptiles derivan de los anfibios, los cuales a su vez nacen de los peces. Pero los anfibios siguen confinados en el agua: sus huevos eclosionan en el elemento líquido, medio en el que se efectúa necesariamente la vida larvaria. El gran «invento» de los reptiles es el del «huevo moderno»: el embrión, bien protegido por una cáscara resistente, está sumergido en el líquido amniótico, que contiene una bolsa especializada llamada amnios; dispone además de reservas de albúmina. Se desarrolla enteramente fuera del agua, y cuando sale el recién nacido, no tiene necesidad de experimentar metamorfosis alguna para adquirir la morfología de los adultos.



Aparecen los grandes reptiles. *La era Secundaria es auténticamente la de los dinosaurios, que se diversifican en un gran número de especies de todos los tamaños y formas. Se conocen dos líneas principales, ambas aparecidas en el Triásico: la de los saurisquidos y la de los ornitisquidos. Los dinosaurios «inventaron» numerosos dispositivos anatómicos y fisiológicos; algunos, por ejemplo, eran de sangre caliente. Este descubrimiento reciente ha conmocionado a los científicos. Aquí, a la izquierda: una huella fósil de pie de dinosaurio. Abajo: huevos de* Protoceratops*, encontrados en Mongolia; cada huevo mide unos 20 centímetros de largo, y el adulto alcanzaba los dos metros aproximadamente.*



Cuando los reptiles inventan el huevo moderno, la Tierra no cuenta (evidentemente) con roedores, ni con aves, ni con hombres (todos ellos, criaturas saqueadoras de nidos): son posibles, pues, los más alocados «experimentos», y la naturaleza no dejará de intentarlos. A menudo se hacen sinónimos «dinosaurio» y «gigantesco». Efectivamente, algunos de estos animales alcanzaron tamaños considerables, como el diplodocus, que medía 25 metros de longitud; también la etimología aboga en este sentido (dinosaurio está formado por dos palabras griegas, *deinos*, que quiere decir «terrible», y *sauros*, que significa «lagarto»). Pero los dinosaurios contaban con representantes de todos los tamaños, desde el de un ratón al de una ballena, y ocuparon todos los nichos ecológicos de la era Secundaria.

La genealogía de los reptiles es compleja: numerosos ramales divergentes parten de los primeros troncos. La rama principal es la de los tecodontos, de donde procedieron los cocodrilos y las aves. Las tortugas evolucionan de forma independiente. Lo primeros reptiles con caracteres mamarios existen desde principios del Triásico, pero el primer mamífero reconocido como tal *(Morganucodon)* data del último período del Triásico, el Retiano.

Los dinosaurios propiamente dichos constituyen dos ramas paralelas: la de los saurísquidos, cuyos huesos de la pelvis tienen una estructura típicamente de reptil, y los ornitísquidos, cuyos huesos de la pelvis se asemejan a los de las aves. Algunos, se sabe hoy ya con certeza, tenían sangre caliente (eran homeotermos), lo que les dio gran ventaja sobre los demás animales de su época. Los dinosaurios adoptaron todos los regímenes alimentarios: muchos eran vegetarianos, pero otros, de muy diferentes tamaños, eran carnívoros (como el gigantesco e impresionante tiranosaurio). El más pesado fue el braquiosaurio, que pesaba probablemente 90 toneladas y vivía en el agua. Comía hierbas acuáticas y salía a respirar a la superficie, gracias a sus narinas situadas muy arriba sobre el cráneo. Las hembras de los dinosaurios ponían sus huevos en tierra; algunas (especialmente las de los ictiosaurios) posiblemente los empollaban.

La evolución de los invertebrados

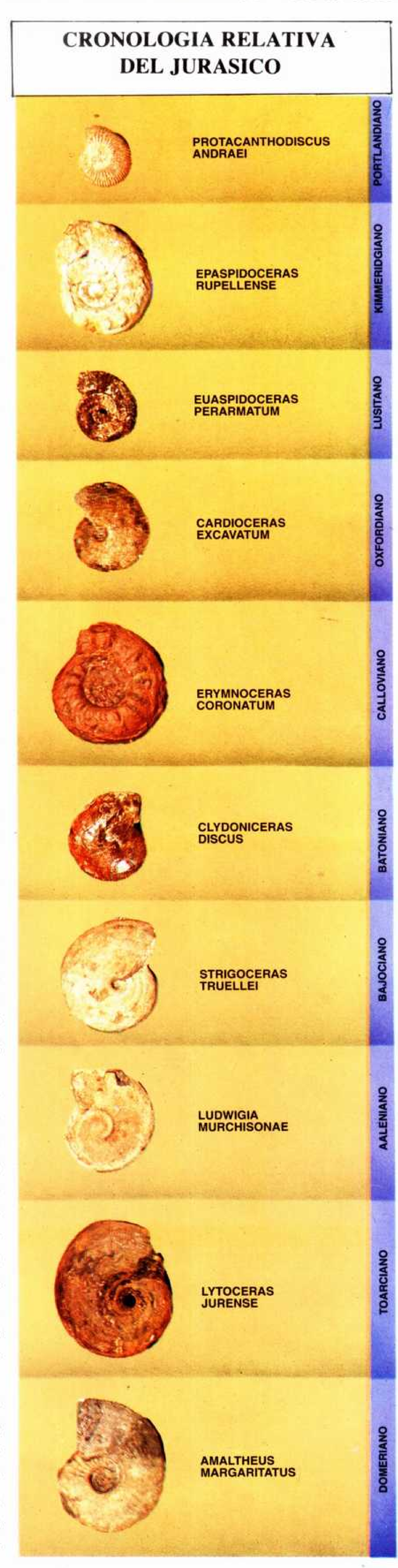
SI el Paleozoico fue la era de los trilobites, el Mesozoico lo fue de los ammonites. Estos moluscos cefalópodos con concha enrollada en espiral empezaron a proliferar en todos los mares y a diferenciarse en numerosas especies. Desaparecieron a finales del Cretáceo, teniendo así un destino extrañamente paralelo al de los dinosaurios. Los ammonites, con su concha calcárea de la que sobresalían largos tentáculos, se parecían más a los nautilos que a otros cefalópodos modernos (pulpos, calamares, sepias). Por lo demás, se les clasifica en el grupo de los nautiloideos.

Los primeros nautiloideos, en el Cámbrico, tenían una concha cónica recta; pero en el Silúrico, sus descendientes poseían ya una «vivienda» en espiral y aplastada. Cuando aparece la subclase de los ammonoideos, a principios del Mesozoico, la evolución parece que de pronto se permite todas las fantasías. La concha se organiza en dos cavidades principales, una de las cuales sirve de flotador y la otra da cabida al cuerpo. Estas dos cámaras están constituidas por una secuencia de compartimentos unidos entre sí por un tubo central, o sifón, gracias al cual el animal controla su mecanismo de flotación. Basándose en las particularidades de las conchas, los paleontólogos distinguen un gran número de especies de ammonites. Estos últimos, evolucionando rápidamente y dando lugar a multitud de diversas subespecies, permiten una datación muy precisa. Los científicos están hoy en grado de poder calcular la edad de las capas mesozoicas merced a los fósiles de estos moluscos. Sólo para el Jurásico, por ejemplo, se han puesto de relieve 58 zonas bioestratigráficas diferentes.

Las sepias actuales no tienen concha externa, sino un «hueso» interno, o «pluma», de forma alargada, con una extremidad puntiaguda. Los antepasados de estos animales, en el Mesozoico, fueron los belemnoideos. Poseían diez tentáculos característicos, y su «hueso» (llamado belemnita) tenía forma de cigarro. Se encuentran belemnites en muchos terrenos de la era Secundaria, y sirven para fechar las capas superpuestas. Como los ammonites, los belemnoideos desaparecieron al final del Mesozoico.

Los demás invertebrados continúan evolucionando con diversa fortuna. Entre los equinodermos, los crinoideos se extinguen en gran número. En cuanto a los celentéreos, los corales tetracoralarios son poco a poco sustituidos por los corales «modernos», es decir, por los hexacorala-

CRONOLOGIA RELATIVA DEL JURASICO

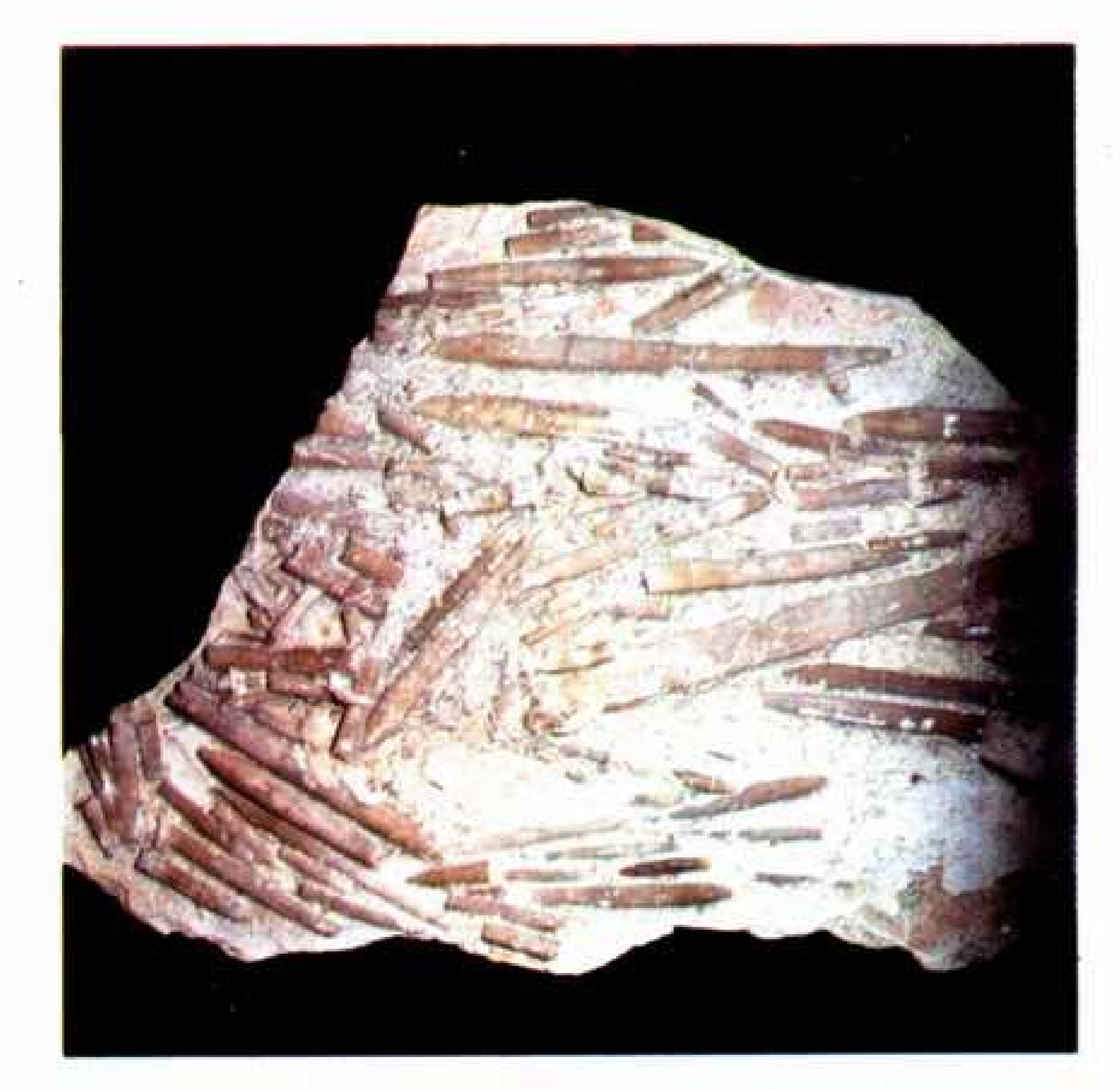








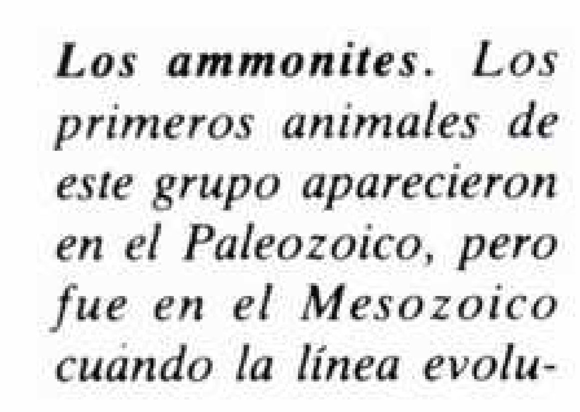
rios. Entre los moluscos bivalvos, el grupo de los rudistes desarrolla formas de vida sésil, semejantes a los bancos de ostras o de mejillones, pero cuyas colonias son tan numerosas, que forman inmensas barreras en los océanos. Los cocolitóforos y los foraminíferos, que son organismos unicelulares, fijan el carbonato de calcio; sus esqueletos caen al fondo del mar, donde se acumulan en gruesas capas sedimentarias. De este modo se forman numerosas rocas gredosas. Por lo demás, es la primera vez, desde la aparición de la vida, que los seres vivos cobran tanta importancia en la economía de los océanos. Sin duda, su presencia y actividad biológica modifican profundamente el balance químico general de los mares de la era Secundaria, sobre todo en lo que se refiere a los iones calcio y al contenido en anhídrido carbónico disuelto.





Los belemnites. *Estos animales se parecían probablemente a nuestras actuales jibias, y tenían dimensiones parecidas también. Los primeros fósiles comprobados del grupo fueron descubiertos en terrenos del Triásico (arriba, a la derecha). Durante el Jurásico, los belemnites se diferenciaron en un gran número de géneros y de especies (al lado, a la derecha); una de las ramas, aparecida en el Cretáceo, desembocó quizás en las sepias actuales, pero no todos los paleontólogos están de acuerdo a este respecto. Todos los demás belemnites desaparecieron a finales del Cretáceo, como los dinosaurios.*





Los ammonites. *Los primeros animales de este grupo aparecieron en el Paleozoico, pero fue en el Mesozoico cuando la línea evolutiva «explotó» y produjo un gran número de especies. La evolución fue tan rápida, que es posible establecer una cronología de la era Secundaria basándose únicamente en la sucesión de los diversos ammonites (cuadro de la página anterior). Arriba, en el centro: un ammonite del Jurásico; aquí, arriba: un ammonite del Cretáceo; abajo, en el centro: una roca con ammonites.*

Los mares del Triásico

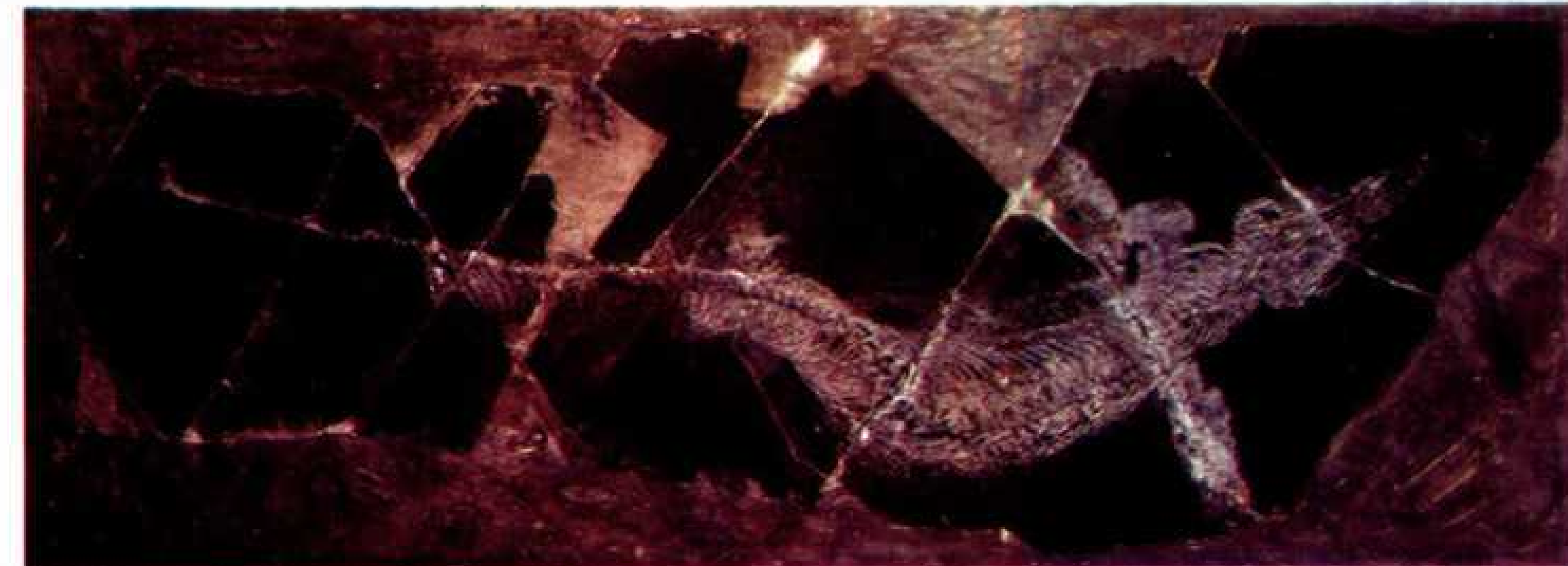
SE llama Triásico al primer período del Mesozoico. Dura unos 45 millones de años aproximadamente. La facies de la Tierra se parece grandemente a la que tenía en el Pérmico, con un grupo continental norte y un grupo continental sur, separados por la Tethis. El ecuador pasa por México, norte de Africa y Arabia; el polo Norte está en Siberia, y el polo Sur ha llegado a la Antártida.

No resulta fácil describir los acontecimientos geológicos en el Triásico, en la medida en que las rocas de esta época han sido con frecuencia remodeladas, transformadas, arrastradas por las grandes conturbaciones del Cenozoico (plegamientos alpino e himalayo). El Triásico llamado «alpino» se encuentra en todo el ámbito de la Tethis, desde los Alpes hasta Asia Menor, el Himalaya y China. El Triásico llamado «germánico» designa las rocas que se constituyeron en las márgenes de la Tethis. Se distinguen en él tres períodos. El primero, el Triásico inferior o Bunstandiano, comprende areniscas ricas en fósiles vegetales y animales muy variados: colas de caballo, helechos, insectos, arañas, escorpiones, peces, tortugas, anfibios labirintodontos, reptiles *(Nothosaurus)*. El segundo, el Triásico medio o Muschelkalk, es más marino, especialmente con crinoideos y ceratites. El tercero, el Triásico superior o Keuper, comprende margas, capas de sal, «areniscas arundíneas» y nuevas capas de sal y de yeso. El mar, en esta época, ha experimentado varias regresiones y transgresiones.

La Tethis del Triásico cubría la mayor parte del Africa del Norte. Por el mismo tiempo, en el resto de Africa se formaban esas características capas de terreno que se observan, por ejemplo, en la célebre serie del Karroo, en Africa del Sur. Los fósiles abundan en ellas, especialmente los de plantas *(Thinnfeldia, Schizoneura,* etc.). Los peces están a menudo representados por el dipneusto *Ceratodus,* y los anfibios, por el más antiguo de los anuros, el *Protobatrachus* de Madagascar. Abundan los reptiles, tanto herbívoros como carnívoros; tortugas, cocodrilos y dinosaurios envían numerosos contingentes a todos los medios disponibles. Es a partir de esta época cuando las faunas de Africa y de América del Sur empiezan a divergir. Comienza a ahondarse el océano Atlántico Sur, y se separan ambos continentes gemelos. Australia, por el contrario, está unida todavía a la Antártida. Las tierras de esta época contienen restos de numerosos reptiles y anfibios *(Mastodonsaurus, Capitosaurus);* en las inmediaciones de Sidney se encuentran muchos insectos: fulgóridos, chicharras arcaicas, cucarachas, coleópteros, etcétera.

En el Triásico, el conjunto de los mares constituye el escenario de una intensa actividad biológica. Las cadenas alimentarias se hacen complejas: las algas planctónicas alimentan todo tipo de organismos (larvas, pequeños crustáceos, etc.), que son presa a su vez de los grandes crustáceos, los peces y los moluscos cefalópodos. En el vértice de la pirámide ecológica se encuentran, como es lógico, los grandes carnívoros, especialmente los mixosaurios y los notosaurios, temibles depredadores pertenecientes a la clase de los reptiles.






Los primeros reptiles marinos. *El Triásico fue una época decisiva para la evolución de los vertebrados. Los mares de este tiempo (esquema de la izquierda) nutrían a los mixiosaurios (1); los notosaurios (2) se sumergían en busca de los peces que constituían su menú, mientras que los placodontos (4) recorrían los fondos buscando moluscos. Los invertebrados comprendían ammonites de diversos tipos (3), erizos de mar (5), estrellas de mar (6), lirios de mar (7) y numerosos moluscos (en la página anterior: un yacimiento de conchas de* Claraia claraia). *Los mares del Triásico cubrían buena parte de la Europa central y meridional, y abundan los yacimientos de fósiles. Arriba: dos especies de mixosaurios; debajo:* Akseptosaurus italicus; *estos tres fósiles fueron descubiertos en el norte de Italia, cerca de Besano.*





Los Alpes en el Triásico. *La cadena de los Alpes, en la era Secundaria, yace todavía bajo las aguas del vasto sinclinal de la Tethis: será en la era Terciaria cuando los haga surgir el plegamiento que lleva su nombre. Durante el Triásico y los períodos siguientes del Secundario se acumulan las capas sedimentarias: calizas, margas, arenas, dolomitas (arriba, calizas atacadas por la erosión). La orogenia alpina las sacará a la luz.*

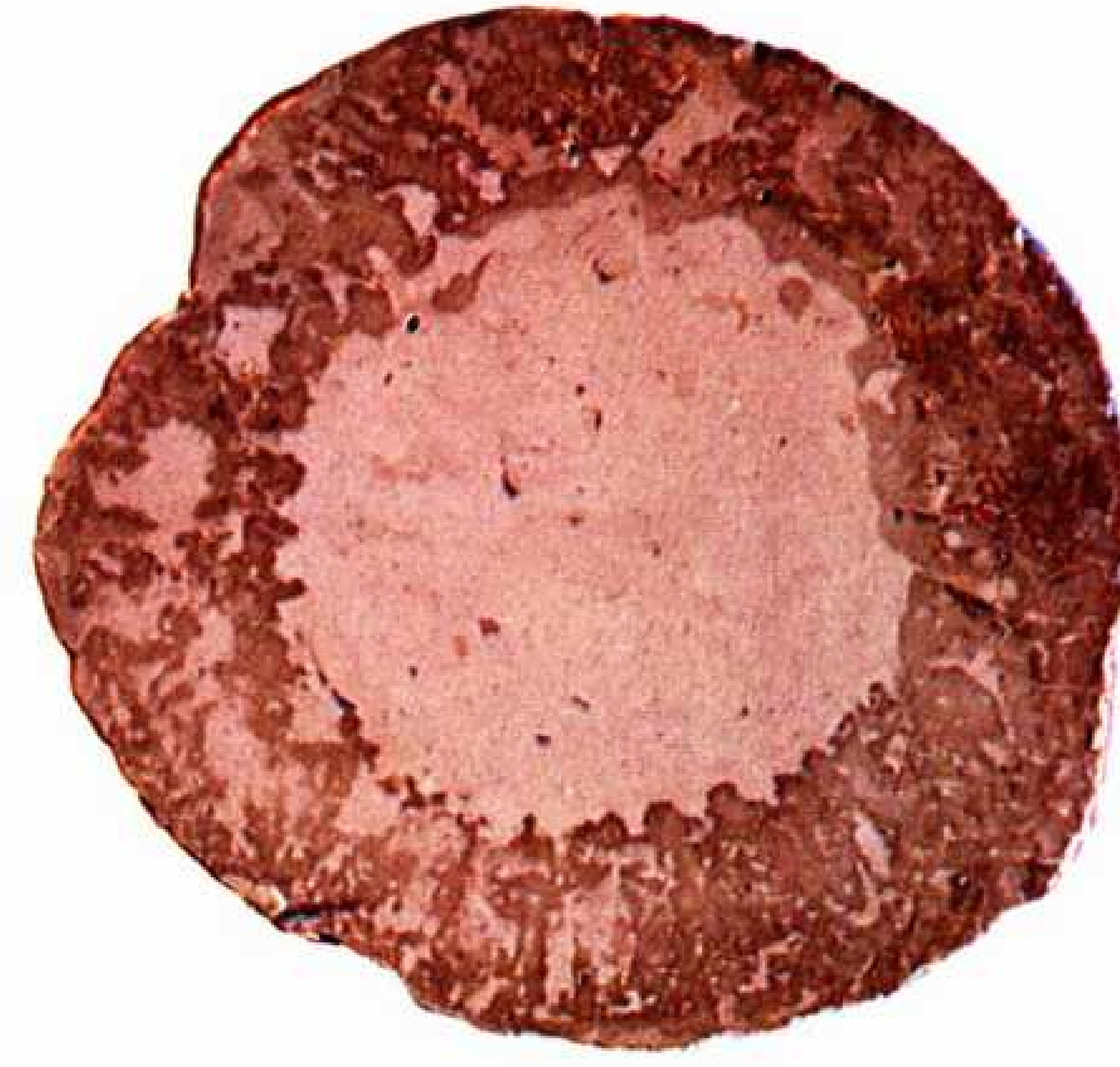


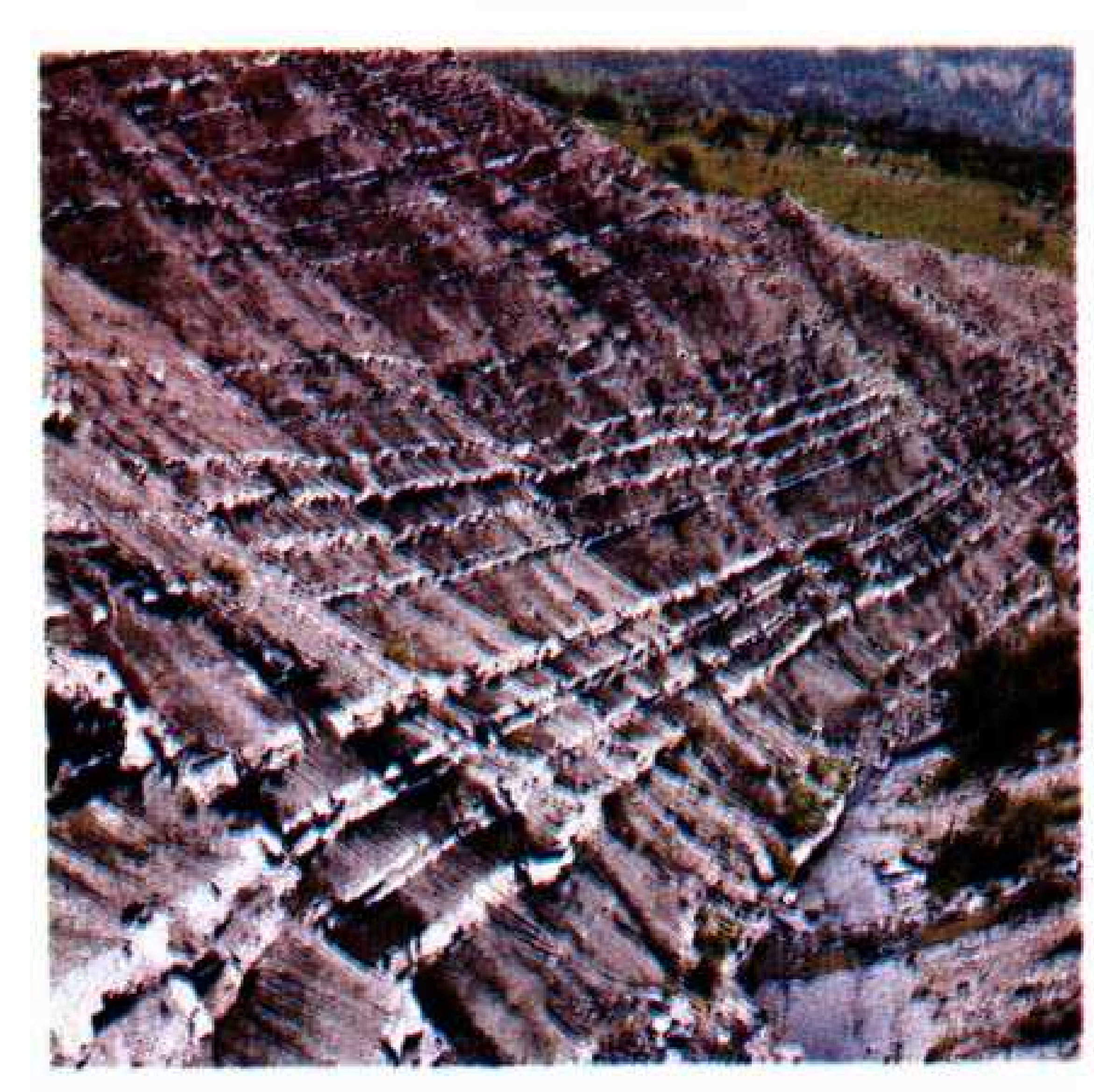
Peces nadadores, reptiles voladores. *Se han encontrado numerosos fósiles en las calizas de Zorzino que pertenecen al Triásico superior de la región de Cene, cerca de Bérgamo. Entre los más notables hay que citar peces como* Paralepidotus *(en la página anterior, abajo),* Birgeria *(aquí arriba) y* Saurichthys *(abajo, a la izquierda). Si desde hace mucho los peces han conquistado todos los biotopos acuáticos, los reptiles empiezan a aprender a volar: adquieren alas membranosas y son capaces de planear sobre distancias bastante grandes. Se conocen dos principales especies:* Peteinosaurus zambellii, *la más primitiva, que era insectívora, y* Eudimorphoranzii, *la más evolucionada, que se nutría de peces.* ***Ambas*** *abundaban en la zona lacustre de Cene, al norte de Lombardía.*

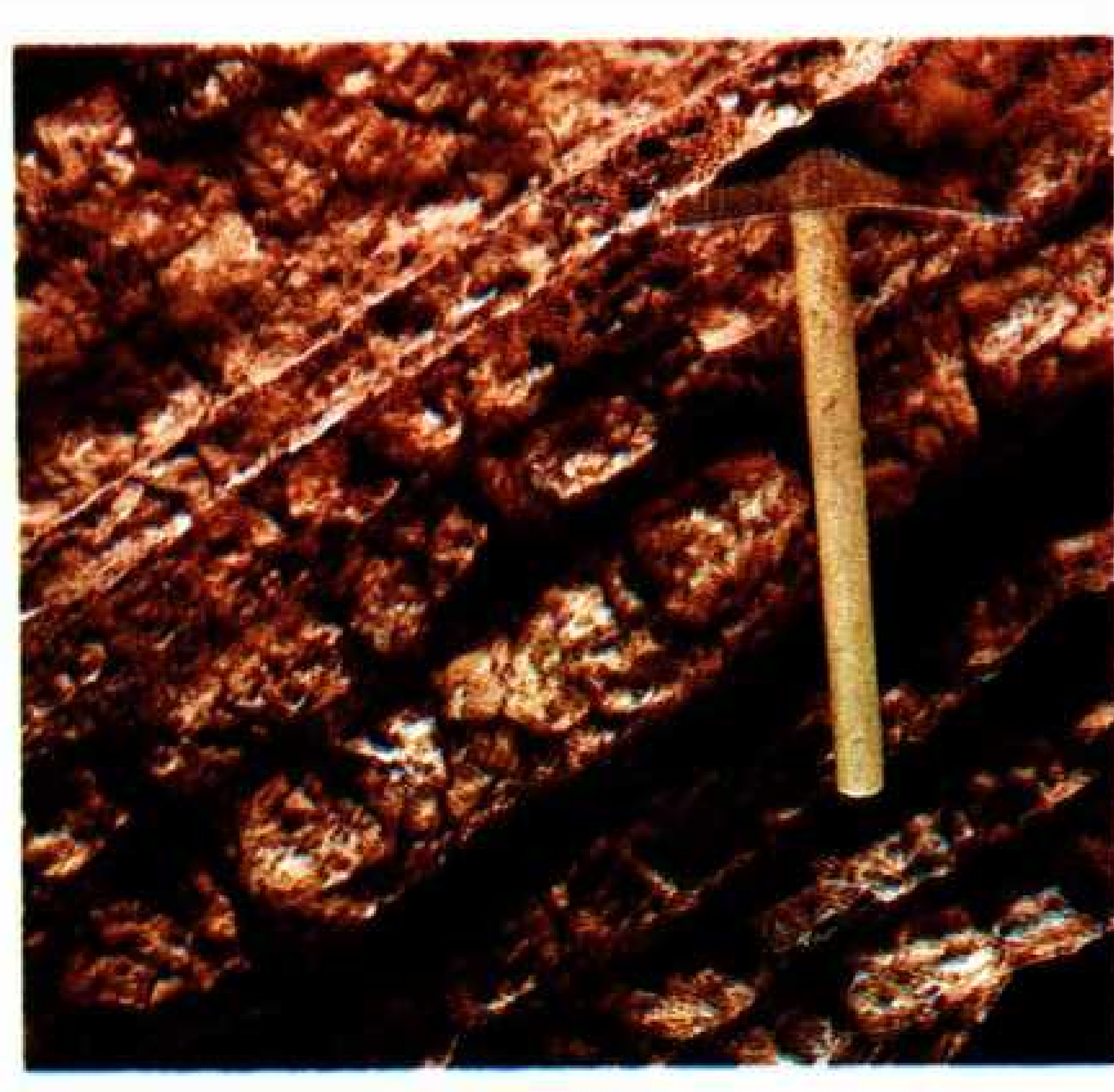
Los mares del Jurásico

La expansión de los fondos marinos que se observa a finales del Triásico provoca una intensa elevación de calor a lo largo de los ejes de actividad magmática. Resulta de ello una dilatación general de la corteza del suelo oceánico y una invasión parcial de los continentes (transgresión eustática) por el agua del mar. Los océanos del Jurásico inferior se extienden ampliamente sobre las planicies continentales. Crean de esta suerte un inmenso biotopo de aguas poco profundas, sumamente propicio para la proliferación de la vida. Durante todo este período geológico (45 millones de años) proliferan los ammonites, algunos de los cuales confeccionan conchas de 50 a 80 centímetros de diámetro. Los hexacoralarios construyen monumentales arrecifes, los mayores que hayan elevado nunca los corales. Las calizas que de ello resultan son famosas, en especial las de Cerin (en el Ain) y de Solenhofen, en el sur de Alemania. Se multiplican los rudistes. Peces de todo tipo son presa de gigantescos reptiles marinos, como los ictiosaurios (10 metros de longitud) y los plesiosaurios, más imponentes aún, dotados de un largo cuello flexible. Por esta época, los acontecimientos tectónicos afectan sobre todo a la separación, cada vez más neta, entre América del Sur y Africa. En otro lugar, el canal de Mozambique (entre Africa y Madagascar) se ensancha. El mar Rojo empieza a ahondarse. La India abandona definitivamente su «continente-madre»: la Antártida. Groenlandia se separa del Canadá oriental. España se aleja de Francia al girar, y Alaska se acerca a la costa occidental del Canadá. Sigue existiendo una amplia Tethis, que corre de la América Central hasta el actual Mediterráneo, y que se prolonga hacia el este en dirección de Irán y del Himalaya. De ahí surgen en el Cenozoico las mayores cadenas de montañas de la Tierra.

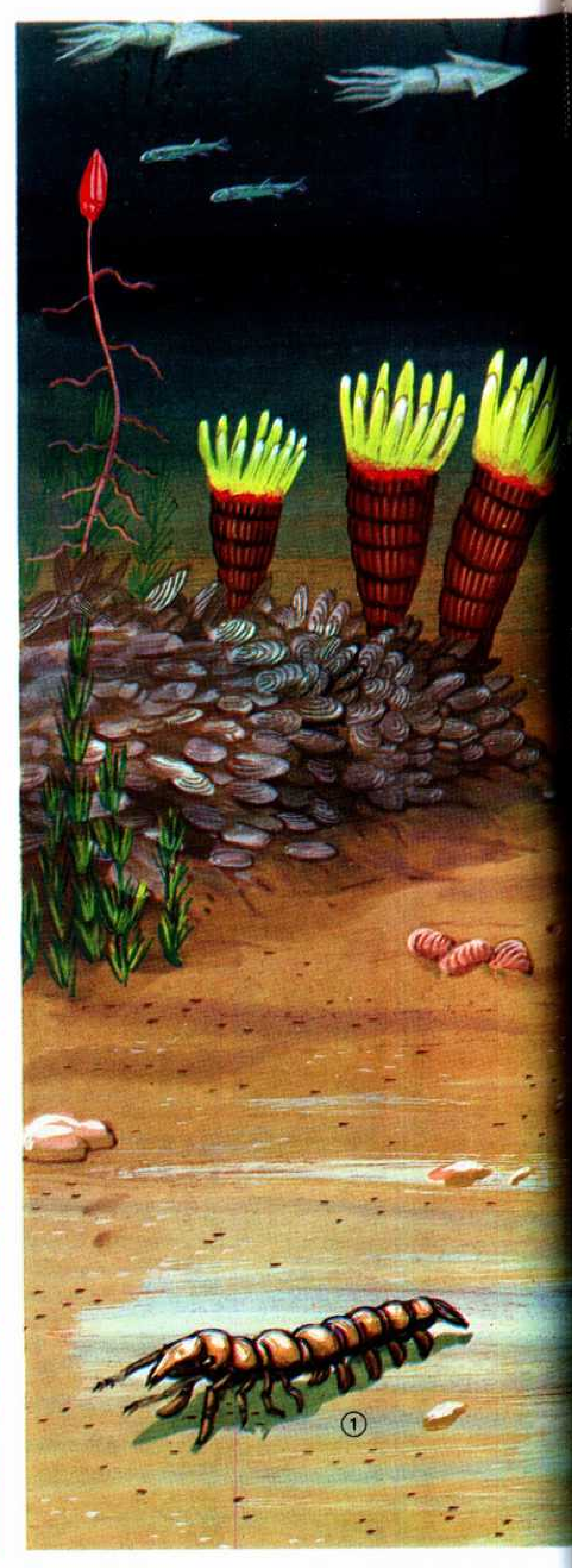
Los mares del Jurásico pululan de una vida nueva y abundante, y los continentes acogen a los reptiles gigantes, «estrellas» de la era Secundaria. Mientras que los anfibios retroceden, y los estegocéfalos en particular desaparecen, la naturaleza «inventa» esas obras maestras de la evolución que son los grandes dinosaurios. Entre los herbívoros, se puede citar al diplodocus (cinco metros de alzada, 25 metros de longitud), el brontosaurio (18 metros, 35 toneladas), el estegosaurio (ocho metros de largo, con dos hileras de placas verticales sobre el lomo) y el braquiosaurio, el más pesado de todos, con sus 90 toneladas. Estos animales son atacados a veces por poderosos carnívoros, como el alosaurio (seis metros de longitud, provisto de dedos armados con impresionantes garras curvas y afiladas).











Fauna de los mares cálidos. *Durante el Jurásico, el nivel muy elevado de los mares crea inmensas plataformas continentales donde prolifera la vida, con tanta mayor exuberancia cuanto que el clima sigue siendo cálido y húmedo. Casi no existen desiertos secos o helados. Sobre el fondo prosperan los arrecifes de coral, lirios de mar, moluscos y artrópodos diversos (1). Ammonites (2) y belemnites (3) nadan en compañía de los ictiosaurios, en arrecifes compuestos de celentéreos y de esponjas, en compañía de moluscos bivalvos, de estrellas y erizos de mar. En las fotografías, de arriba abajo: una esponja fósil; dos imágenes de arcillas negras del Jurásico en el Delfinado; y rastros de gusanos anélidos del género* Thalissinoides *incrustrados en una roca.*



Pero no todos los reptiles son tan enormes; por el contrario, se encuentran de múltiples tamaños, lo que les permite ocupar la mayoría de los nichos ecológicos. Algunas especies inventan la sangre caliente (al menos tienen una temperatura interna elevada y poco variable). En buena parte son ovíparos (se encuentran muchos huevos de dinosaurios fósiles, especialmente en Provenza); pero otros son vivíparos. Es como si la naturaleza estuviera experimentando en todas las direcciones posibles. En el Jurásico, por ejemplo, es cuando los reptiles emprenden su conquista de la atmósfera. Los pterosaurios adquieren alas que les permiten planear sobre distancias bastante grandes. Luego, vienen los *Archaeopteryx* (como los descubiertos en Solenhofen). Estos últimos siguen teniendo caracteres de reptil, pero están ya cubiertos de plumas; representan realmente la transición entre los reptiles y las aves.

Los dinosaurios fueron considerados durante mucho tiempo, incluso por los científicos más prudentes, como bestias sin inteligencia y sin grandes facultades de adaptación. Pero los paleontólogos están revisando su criterio en este punto. Muchas especies que hasta hace poco se consideraban lentas y estúpidas, comenzando por los enormes braquiosaurios, eran, en realidad, mucho más rápidas y normalmente inteligentes para ser reptiles. Los dinosaurios reinaron sobre la Tierra durante más de 100 millones de años; el hombre, como máximo, desde hace apenas cinco millones de años. Y no hay pruebas de que lo vaya a hacer por tanto tiempo. Incluso desde ahora se empieza a dudar…

Los mamíferos, en el Mesozoico, están relegados al olvido. Representados únicamente por pequeñas especies poco diferenciadas, adelantan sus peones en Europa y en América del Norte; pero están todavía literalmente aplastados por los reptiles. Aguardan que llegue su hora.

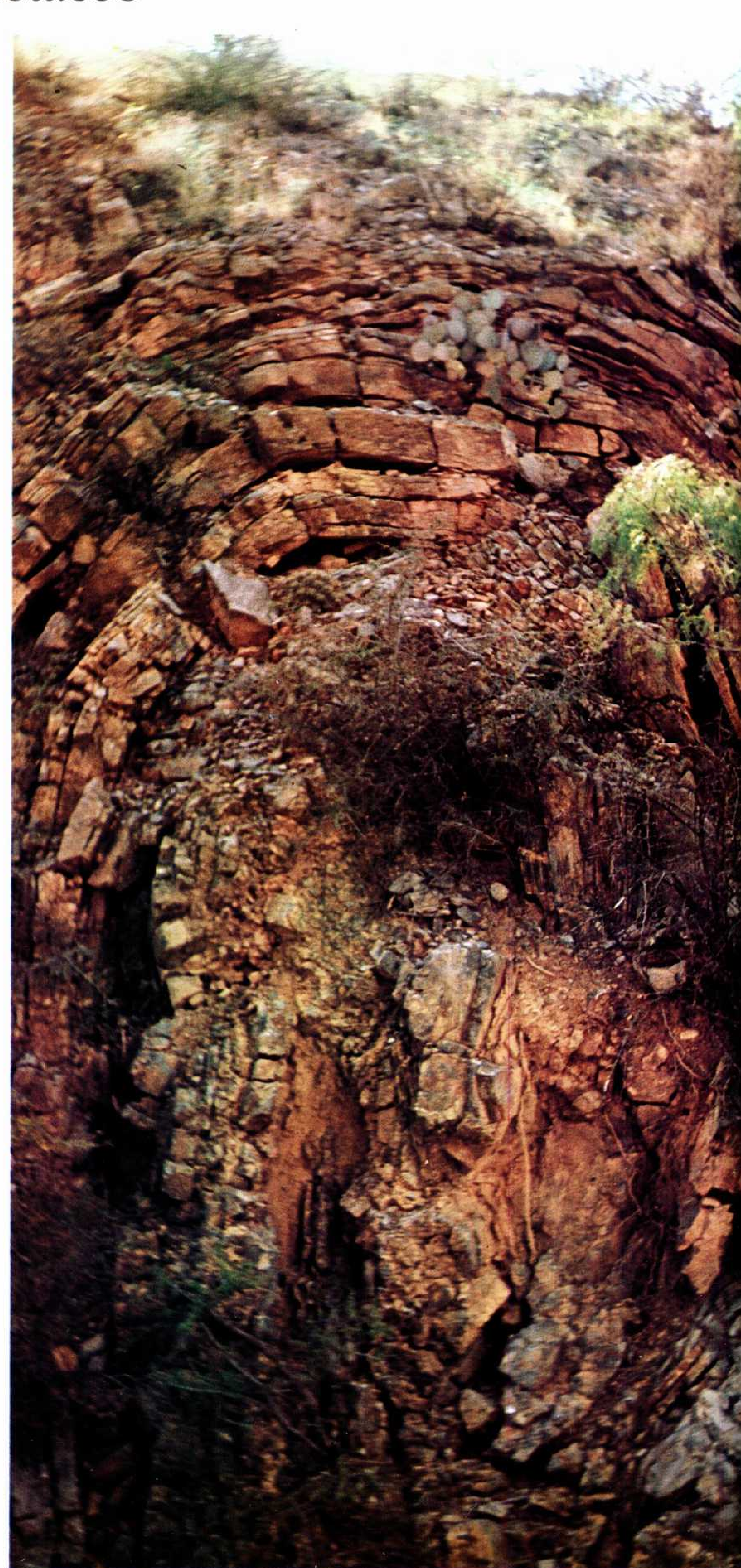
Los mares del Cretáceo

En el Cretáceo, es decir, durante los 65 millones de años con que finaliza la era Secundaria, sigue existiendo un gran cinturón marino, que corre de México al Pacífico: la Tethis. Esta ancha abertura entre las masas continentales del norte y las del sur permite una activa circulación del agua, y propicia un clima templado, cuando no es cálido. Los océanos empiezan por experimentar una regresión, y luego llevan a cabo una formidable transgresión, que va a la par de importantes movimientos tectónicos, llamados «laramianos» por los geólogos. Las dos Américas se acercan; la India asciende cada vez más hacia el norte; el océano Atlántico Sur se ensancha más y más. Casi por doquier, grandes fisuras volcánicas marcan el despertar de las fuerzas internas de la Tierra: las coladas de lava del Deccán, en la India, ocupan 350.000 kilómetros cuadrados, con un espesor de 2.000 metros.

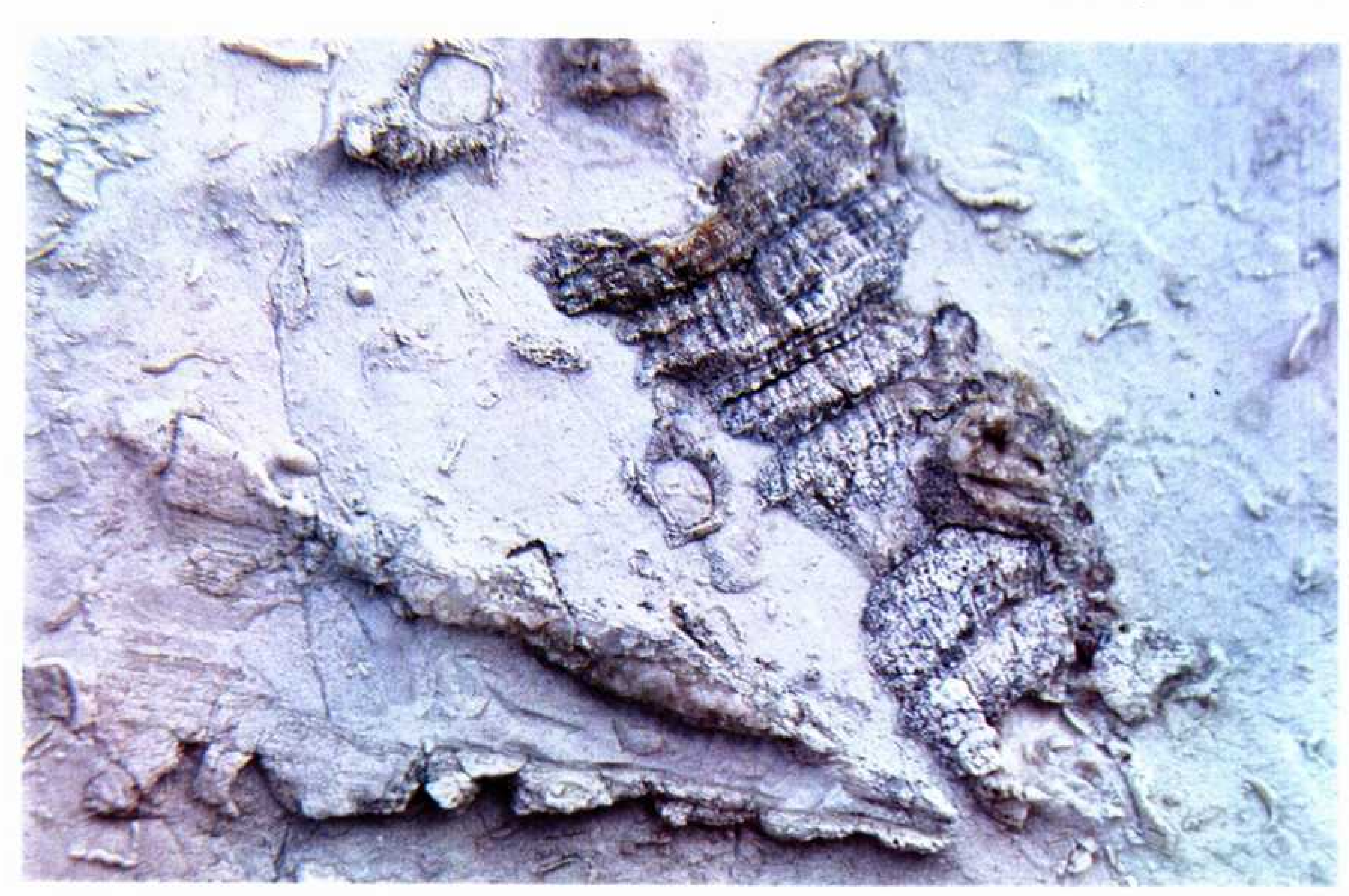
En los mares abundan los foraminíferos, especialmente globigerinas y rosalinas. Los lamelibranquios (mejillones primitivos, ostras, rudistes) pueblan los acantilados y los arrecifes que edifican los hexacoralarios. Los peces se parecen ya mucho a sus descendientes actuales. Los reptiles marinos son menos numerosos, pero sigue habiendo plesiosaurios. En tierra firme se asiste a una explosión de las plantas con flor (angiospermas); las primeras en diferenciarse son las monocotiledóneas, y luego las dicotiledóneas; inmediatamente después aparecen los insectos saqueadores: mariposas, himenópteros...

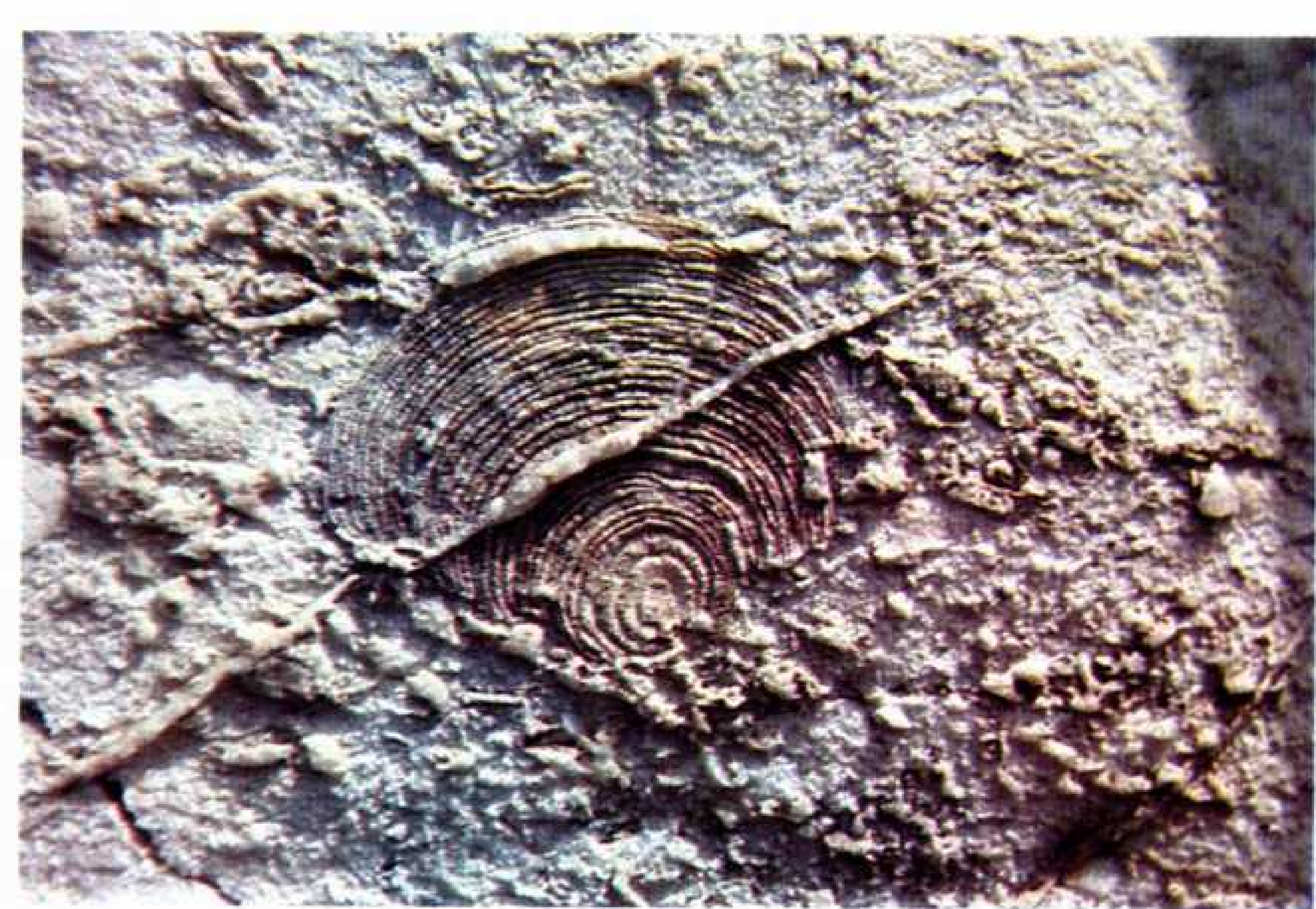
Los reptiles conservan su supremacía: los iguanodóntidos (ocho metros de longitud) y los *Triceratops* (con sus tres cuernos en la parte anterior de la cabeza) son presa de los terribles tiranosaurios (14 metros de longitud, con mandíbulas provistas de impresionantes dientes puntiagudos). Por el cielo cruzan los mayores reptiles voladores, los pteranodontos, que alcanzan los ocho metros de envergadura. Pero las aves demuestran que están mejor proyectadas para el vuelo: las más primitivas tienen dientes; las más evolucionadas poseen un pico córneo. Los mamíferos, siempre tan discretos, apenas evolucionan.

El final del Cretáceo está marcado por un acontecimiento del que no deja de hablarse: la desaparición brusca de los dinosaurios. Estos no se extinguen solos: los ammonites y los belemnites, hasta entonces tan florecientes, los acompañan en su aniquilamiento. La desaparición es brutal, pero se ignora por qué. No faltan las hipótesis. Congresos enteros de paleontología se han consagrado a esta cuestión, y no pasa año sin que se propongan nuevas interpretaciones del fenómeno.



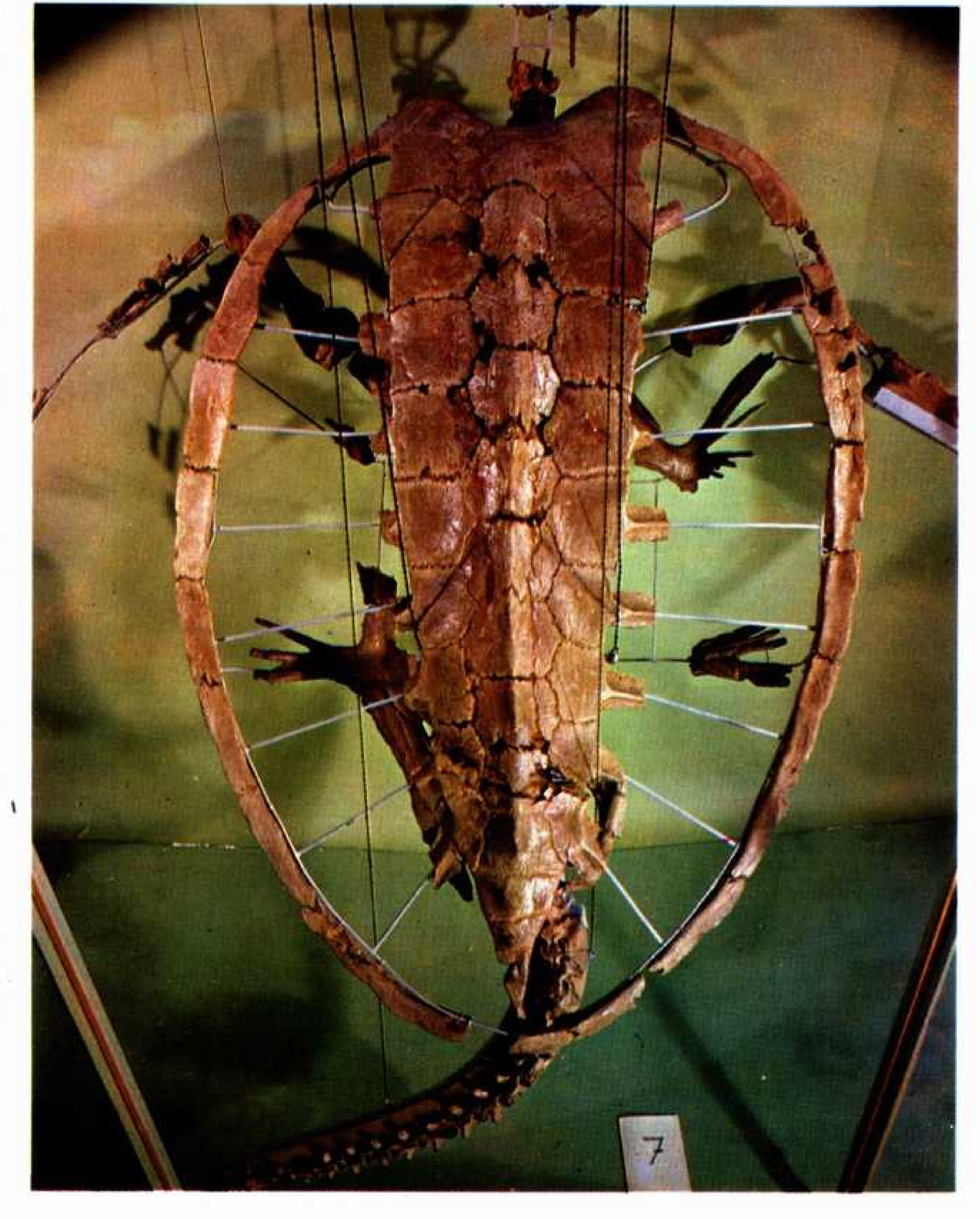






Las formaciones del Cretáceo. *Se encuentran en forma de plegamiento (fotografía de la página anterior, en México) o de* flysch *(abajo). Los sedimentos marinos rebosan de gasterópodos (arriba, a la izquierda), de poríferos (aquí, a la izquierda) y rudistes (en la fotografía de arriba). Abundan igualmente los fósiles de dinosaurios (en medio, aparece el esqueleto de una pata de iguanodonte).*

Misteriosas desapariciones. Profundos cambios ecológicos, a finales del Mesozoico, provocan la desaparición de estirpes enteras de animales. Así desaparecen los ammonites (fotografía superior) y los belemnites, pero sobre todo los dinosaurios. Se han formulado decenas de hipótesis para explicar este derrumbe brusco y definitivo. Una de las teorías más convincentes es la de la caída sobre la Tierra de un gigantesco meteorito que habría levantado una nube de polvo tan grande que habría impedido la fotosíntesis durante muchas semanas, muriendo de hambre los grandes reptiles. Sin embargo, otros animales del mismo grupo, como la tortuga de Hoffmann (aquí, al lado), han sobrevivido perfectamente a la catástrofe, y existen todavía en nuestros días.




Parece excluida una brusca variación climática. Entre los esquemas de comprensión que se han formulado se puede recordar éste: los dinosaurios habrían desaparecido como consecuencia de la colisión de la Tierra con un enorme meteorito (o con un pequeño «agujero negro»); o bien habrían muerto por un aumento de la radiación ultravioleta subsecuente a una «abertura» momentánea del escudo de ozono terrestre; o bien habrían sido aniquilados por los rayos cósmicos a causa de una interrupción momentánea de la protección de nuestro globo por su magnetosfera; o también se habrían envenenado masivamente al comer nuevas plantas, especialmente dicotiledóneas tóxicas, ricas en alcaloides (los carnívoros habrían muerto después a falta de presas...).
Cada vez que se enfrentan a este misterio, la imaginación de los científicos se desboca; pero el enigma persiste.
La extinción masiva de finales del Cretáceo recuerda mucho a la de finales del Pérmico, cuando desaparecieron los trilobites y muchos otros animales.
Parece que la biosfera ha conocido periódicamente grandes crisis, inexplicables por el momento, en cuyo transcurso se ha modificado el conjunto de sus desequilibrios.

REFERENCIAS FOTOGRÁFICAS

Foto Albergoni. Carlo Andreis. M. Black/Departement of Geology-University of Cambridge, G.B.C. Brogiato-Padova. Stephen W. Broome. David K. Caldwell. H.W. Campbell. Enrico Cappelletti. Nino Cirani. B. M. Cita. Civico Museo-Desio. Archives Fabbri. Rhodes W. Fairbridge. Il Gabbiamo. Maurizio Gaetani. Geological Museum. E. Giovenzana. G. S. Giacomelli-Napoli. Bill Glass. Foto Gorsen. W. H. Harlow. H. Heatwole. Joel W. Hedgpeth. Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique-Bruselas. Instituto di Paleontologia-Universidad de Pavía. Rus Kinne. Kodak. Lamont-Doherty Geological Observatory of Columbia University. A. Margioco. Collection P. Mariani-Desio. G. Mazza. Jack McKennedy. Moonlight Productions/ Dr. Lee Tepley, Mountain View, California. Stephen Moorbath. Gery Murphy. R.C. Murphy. Museo di Geologia e Paleontologia-Universidad de Pisa. Museo di Storia Naturale-Brescia. Museo di Storia Naturale, Milán. Museo di Storia Naturale-Verona. Museum National D'Histoire Naturelle-París. Nadinez-Rapho. B. Nagy. NASA. National Park Service Photograph. Natural History Museum-Londres. Naval Phot. Service. Noaa. Foto Ostuni. Charlie Ott. Daniele Pellegrini. Lino Pellegrini. Christian Petron. Guido Picchetti. Giovanni Pinna. S. Pirovano. Premoli. Raymond Talbot Jr., Reginald I. Dufour and Eric B. Jensen, Rice University. Andrea Tintori. Jeffrey L. Rotman. Cettina Russotti. Scripps Institution of Oceanography. D. Swift. U.S. Geological Survey. Romano Vada/Archives Fabbri. A. Vigna Taglianti. Anne Wertheim. D.P. Wilson. Woods Hole Oceanographic Inst. Woods Hole, MA., USA.

ILUSTRADORES

Severino Baraldi. Alessandro Bartolaminelli. Santo Chito. Giovanna Collarini. Gabriella Gallerani. Ezio Giglioli. Gabriele Pozzi. Prograf S.N.C. Fernando Russo. Tiger Tateishi. M. P. Team. Franco Testa.



COUSTEAU

7 | ENCICLOPEDIA DEL MAR

folio